

A MAGYAR ÁLLAMI EÖTVÖS LORÁND GEOFIZIKAI INTÉZET KIADVÁNYA

GEOFIZIKAI KÖZLEMÉNYEK

A MAGYAR GEOFIZIKUSOK EGYESÜLETÉNEK HIVATALOS LAPJA

★

SZERKESZTI:
DOMBAI TIBOR

VIII. KÖTET, 4. SZÁM



MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

1960

Felelős szerkesztő:

DOMBAI TIBOR

Szerkesztő bizottság:

DR. BARTA GYÖRGY, DR. EGYED LÁSZLÓ, DR. SEBESTYÉN KÁROLY,
KILCZER GYULA, OSZLACZKY SZILÁRD

Szerkesztő:

BUDAY TIBOR

60/22571. Franklin nyomda Budapest, VIII., Szentkirályi utca 28.

Felelős kiadó: Solt Sándor

Műszaki szerkesztő: Hegedűs Ernő

Azonossági szám: 40355. — Ívterjedelem: $13\frac{1}{8}$ (A/5) ív

Ábrák száma: 46 + 8 db mell. — Példányszám: 1000

E. BISZTRICSÁNY—Z. KISS

COMPUTATION OF THE MEAN THICKNESS OF THE CRUST ON A EURASIAN WAVE PATH, ON THE BASIS OF THE DISPERSION CURVE OF THE LOVE WAVES

The thickness of the crust was determined by analyzing the dispersion curve of the Love waves of two Southern Chinese earthquakes. The crustal thickness obtained is 33 kilometres, in spite of the fact, that one third of the wave has traversed mountains of high elevation.

KÉREG ÁTLAGVASTAGSÁGÁNAK SZÁMÍTÁSA EURÁZIAI ÚTRA A LOVE-HULLÁM DISZPERZIÓS GÖRBÉJE ALAPJÁN

BISZTRICSÁNY EDE—KISS ZOLTÁN

A földkéreg vastagságának meghatározására többféle lehetőségünk van. Egy ilyen lehetőséget nyújt a Love-féle hullám diszperziója.

Ha feltételezzük, hogy a kéreg homogén és párhuzamos felületekkel határolt, akkor a kéreg vastagsága a hullámút mentén a Love-hullámra vonatkozó

$$\operatorname{tg} \gamma_1 H = \frac{\mu_2}{\mu_1} \frac{\gamma_2}{\gamma_1} \quad (1)$$

periódusegyenletheől kiszámítható. Az egyes betűk a következő mennyiségeket jelölik:

$$\begin{aligned} \gamma_1 &= \sqrt{\left(\frac{c}{v_1}\right)^2 - 1} & \gamma_2 &= i \sqrt{1 - \left(\frac{c}{v_2}\right)^2} \\ \mu_1 &= \varrho_1 v_1^2 & \mu_2 &= \varrho_2 v_2^2 \end{aligned}$$

$$K = \frac{2\tau}{cT},$$

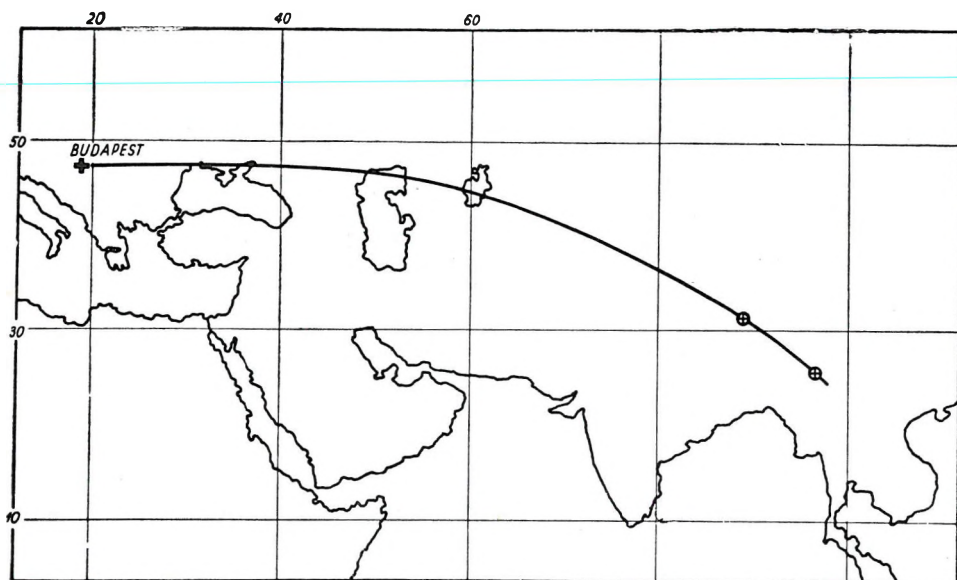
ahol H a kéreg vastagsága; ϱ_1 a kéreg kőzetének sűrűsége, ϱ_2 a Mohorovičić-felület alatti kőzet sűrűsége; T a Love-hullám periódusa; v_1 a kéregben terjedő transzverzális hullám sebessége; v_2 a Mohorovičić-felületen terjedő transzverzális hullám sebessége; c a Love-hullám fázissebessége.

A kézirat 1959. március 23-án érkezett.

Az (1) egyenletből számított $c = c(K)$ függvény grafikus differenciálása után

$$U = c + K \frac{\Delta c}{\Delta k}$$

segítségével az elméleti görbe a tapasztalati görbével összehasonlítható (U a Love-hullám csoportsebessége).



1. ábra A két délkeleti rengés epicentruma és Budapest közötti hullámút.

Az epicentrumokat körök jelzik

Vizsgálatainkat két olyan ázsiai rengésre terjesztettük ki, amelyekre a hullámút közel azonos volt (1. ábra).

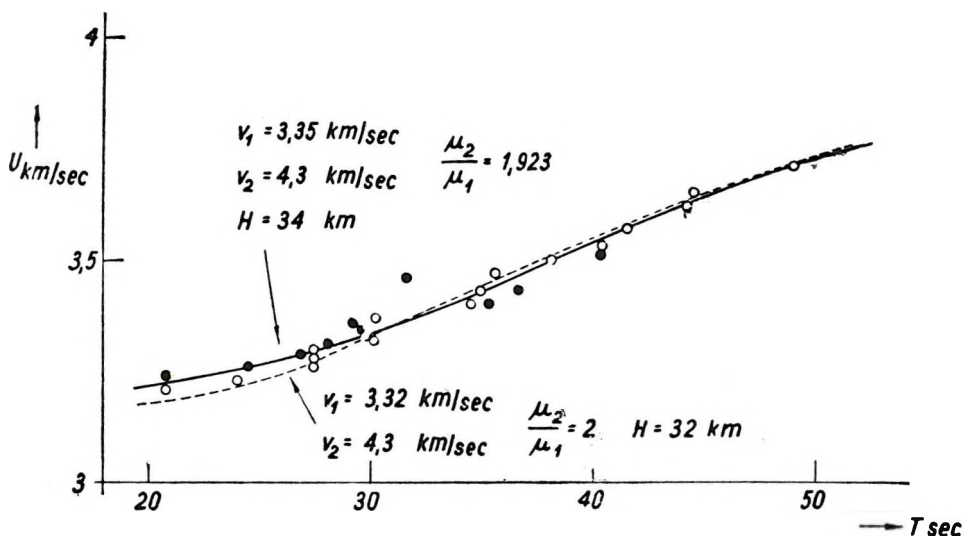
Kipattanási idő		Epicentrum koordinátái fokban	M = méret	Epicentrális távolság km-ben
év hó nap	h m s			
1931. I. 27	20 19 13	25,6 N 96,8 E	7,6	7 041,5
1934. XII. 15.	01 57 37	31,3 N 89,3 E	7,1	6 073,8

Magyarországon csak horizontális földrengésjelző készülékek vannak. Így egy rengés szeizmogramján a Love- és a Rayleigh-hullámtípusokat csak akkor tudjuk szétválasztani, ha a horizontális inga egyik komponensének lengés-síkjára merőlegesen érkeznek be a felületi hullámok. Ez a feltétel a két rengésre teljesül.

A mért adatok:

 T = periódus (sec) U = sebesség (km/sec)

1931. I. 27-i rengés				1934. XII. 15-i rengés			
T	U	T	U	T	U	T	U
49	3,71	34,5	3,40	40,3	3,51	29,6	3,34
44,5	3,65	30,2	3,33	31,6	3,46	28,0	3,31
44,2	3,62	29,8	3,33	26,6	3,43	26,8	3,29
41,5	3,57	30,1	3,32	35,3	3,40	24,4	3,26
40,4	3,53	27,4	3,30	29,2	3,36	20,8	3,24
38,1	3,50	27,4	3,28				
35,5	3,47	27,4	3,26				
34,9	3,43	23,9	3,23				
		20,8	3,21				



2. ábra A két délkinai rengés Love-féle hullámának diszperziós görbéi.

Folytonos és szaggatott vonallal jelöltük az ábrán megadott adatokból számolt elméleti görbéket. Üres körök az 1931. I. 27-én kipattant rengés, a kitöltött körök az 1934. XII. 15-én kipattant rengés észlelt adatait jelentik.

A fenti táblázat adatai a 2. ábrán is láthatók. Az (1) egyenlet alapján számolt görbék közül csak azt a kettőt közöljük, amely a pontokat legjobban követi. A két görbéhez tartozó adatok a következők:

1. folytonos vonal $v_2 = 4,3 \text{ km sec}^{-1}$; $H = 34 \text{ km}$;
 $v_1 = 3,35 \text{ km sec}^{-1}$;

$$\frac{u_2}{u_1} = 1,923$$

2. szaggatott vonal $v_2 = 4,3 \text{ km sec}^{-1}$; $H = 32 \text{ km}$;
 $v_1 = 3,32 \text{ km sec}^{-1}$;

$$\frac{\mu_2}{\mu_1} = 2.$$

A térképről megállapítható, hogy a Love-hullám útjának egyharmada a magas hegységek területére esik. Ezek alatt az izosztázia elve következtében kéregkivastagodást várhatnánk, aminek H értékében jelentkeznie kellene.

A nyert eredményekből ez nem következik. Ennek oka talán az, hogy a hegységek utáni útszakaszon igen vékony a kéreg.

Л. ФАЧИНАН—М. МЕСАРОШ:

О ПЕРЕОБРАБОТКЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛОВ ГИПСО-АНГИДРИТО-
НОСНОГО РАЙОНА ПЕРКУПЫ.

В статье дается описание геофизических работ, проведенных в гипсо-ангидритовом районе Перкупы, результаты которых сопоставляются с общей картиной о строении района, полученной в результате геологических исследований.

L. FACSINAY—M. MÉSZÁROS

GEOPHYSICAL REVALUATION OF THE GYPSUM-ANHYDRITE AREA
OF PERKUPA

Authors are reviewing the geophysical researches performed in the gypsum-anhydrite area of Perkupa and compare them with the picture formed on the basis of the geological investigations.

A PERKUPAI GIPSZ-ANHIDRIT TERÜLET GEOFIZIKAI
ÚJRAÉRTÉKELÉSE

FACSINY LÁSZLÓ—MÉSZÁROS MIHÁLY

I. BEVEZETÉS

Sokáig az volt a geológiai vélemény, hogy hazánk területén nem találhatóak só-gipsz-féleségek. Rácáfoltak azonban erre az utóbbi idők kutatásai, amelyek az 1950-es évek táján a felső-magyarországi területen — Rudabánya—Perkupa—Tornakápolna környékén — gipsz-anhidrit telepeket produkáltak, legutóbb pedig 1957-ben a Mecsek környékén mutattak ki gipszrétegeket.

Ez utóbbi előfordulás felismerése szintén nagy érdeklődést váltott ki. De amint látni fogjuk, a perkupai terület koránt sincs kutatási szempontból lezárva, és vizsgálataink szerint még sok meglepetéssel és újdonsággal szolgálhat.

A Perkupa—Rudabánya környéki gipsz-anhidrit kutatásokkal kapcsolatosan, ill. azokat megelőzve főleg vasércutakutások keretében nagyarányú geofizikai mérőmunkák folytak. Érdekes, hogy éppen a vasércutakutatás keretében bukkantak a gipsz-anhidrit telepekre, ugyanakkor a vasércvizsgálatok nem jártak olyan eredménnyel, amelyet érdemes lenne megemlíteni.

Dolgozatunkban szeretnénk összefoglalni ezeknek a vizsgálatoknak az eredményeit. Megkíséréljük összevetni a földtani vizsgálatok

A kézirat 1959. április 10-én érkezett.

alapján kialakult képpel a geofizikai eredményeket. A korábbi geofizikai vizsgálatok megítélésénél figyelembe kell venni, hogy a mérések lebonyolítása és értékelése alkalmával hiányzott a mai földtani megalapozottság. Mostani következtetéseink eredményességét és ellenőrizhetőségét jelentékenyen elősegítette az a nagymértékű földtani, fúrási és bányászati kutatómunka, amely lehetővé tette a terület jelenlegi földtani, szerkezeti képének kialakítását.

Figyelembe kell venni továbbá, hogy a gipszkutatás új feladata volt a magyar geofizikának. Éppen ezért az újraértékelés során az esetleges későbbi kutatások számára néhány gondolatot adhatunk, és egyúttal a komplex értékelés is érdekes új adatokat szolgáltat arra, hogy milyen földtani, közettani viszonyokat lehet a felhasznált módszerekkel vizsgálni.

Nem kívánunk új, az eddigiektől különböző megállapításokat tenni, csupán néhány összefüggésre, eddig kellőképpen nem hangsúlyozott megállapításra mutatunk rá. Ezenkívül olyan javaslatokat kívánunk tenni, amelyek a további geofizikai mérésekre vonatkoznak.

A terület, mellyel foglalkozni kívánunk, a Bódva-völgy és a hozzá csatlakozó Jósua-patak környékére terjed ki.

II. A GEOFIZIKAI VIZSGÁLATOK ISMERTETÉSE

Az eddigi geofizikai kutatásokat két nagy időszakra lehet csoportosítani.

Az első időszak a gipsz-anhidrit képződmények felkutatásáig tart. A vasérckutató céllal végzett geofizikai vizsgálatokat sorolhatjuk ide. A második időszak geofizikai vizsgálatait a gipsz-anhidrit telepek felismerése után, kifejezetten gipszkutató céllal végezték.

Ugyanezeket a szempontokat érvényesíthetjük a földtani kutatásokra vonatkozóan is. A régebbi földtani vizsgálatok a terület nagyvonalú megismerésén túlmenően a részletes kutatások esetében speciálisan vasérckutató jellegűek voltak. A második időszak földtani vizsgálatai pedig a gipsz-anhidrit összetétel megismerésére, sztratigráfiai szerkezeti helyzetének felkutatására irányultak.

Dolgozatunkban a terület kutatástörténeti ismertetésénél csak a geofizikai vonatkozásokra és a belőlük nyert eredményekre fogunk rámutatni. A földtani vizsgálatok jelenlegi állásáról külön fejezetben számolunk be.

1922. és 1953. között végeztek Perkupa környékén geofizikai méréseket földmágneses, gravitációs, geotermikus és geoelektromos módszerekkel. A mérések eredeti célja vasérckutató volt, és mint ismeretes, a mágneses mérések alapján kitűzött fúrások vasérc helyett nagy kiterjedésű gipsztelepet tártak fel.

A további gipszkutatás és feltárás részletesen ismertté tette a terület földtani felépítését, és a gipsztelep feltárása után került sor 1949 után a gravitációs és geoelektromos mérésekre is, most már gipszkutató céljából. A Perkupán és környékén végzett geofizikai vizsgálatok és

a földtani kutatások eredményeinek ismeretében összefoglalhatók azok a tapasztalatok, amelyek a gipszkutatás geofizikai alkalmazásából szü-
rödtek le.

Mindenekelőtt a kutatás menetéről kívánunk rövid összefoglalást adni, különös tekintettel a nagyobb terjedelmű földmágneses mérésekre.

Megjegyezzük azt, hogy a Magyar Geofizikusok Egyesülete 1955. március 25–26-i ankétján *Haáz István Béla* részletesen beszámolt az Uppony, Rudabánya és Bódva-völgy környékén végzett földmágneses mérésekről, ez az értékes tanulmány nyomtatásban is megjelent a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet 1955. évi Külön Kiadványában. A Kiadvány az ankét teljes anyagát tartalmazza „Geofizika az ásványi nyersanyagkutatás szolgálatában” címmel. *Haáz István Béla* előadásának [19] és a rendelkezésre álló jelentéseknek alapján kívánjuk feleleveníteni a geofizikai kutatások földmágneses részének történetét.

1922-ben Tornakápolna, Répáshuta és Uppony vidékén *Fekete Jenő* és *Szecsódi Miklós* tájékoztató méréseket végzett. Tornakápolna mellett mutatkoztak olyan anomáliák, amelyek jelentékeny mágneses hatású felszín alatti tömegre engedtek következtetni. A ható vizsgálására próba-fúrást tűztek ki. 1924-ben *Pekár Dezső* [29] és *Szecsódy Miklós* részlete-
sebb vizsgálatai után feltételezték, hogy a csaknem 2 km széles mágneses maximum nagykiterjedésű eruptívum hatásából származik. A próba-fúrás, amely a maximum nyugati szárnyán mélyült le, 532 m-ig végig mészkőben haladt, az eruptívumot nem érte el, de már akkor feltűnt, hogy 511–517 m között gipszréteget harántolt.

Ezután 1925-ben *Pekár*, majd 1930-ban *Szecsódy* irányításával vasgyári mérnökök végeztek a Bódva-völgyében mágneses méréseket, de vasércbányászás szempontjából ezek a mérések nem hoztak eredményt, mert figyelembe kellett venni, hogy a kapott mágneses anomáliát okozó ható nemcsak vasértől eredhet, hanem valamilyen eruptívumtól is, s azt, hogy a környéken bányászott vasércnek alig mutattak mágnesezettséget.

Ezek az 1938 előtti horizontális intenzitás-mérések azonban felhívták a figyelmet arra, hogy az addig észlelt anomáliák részletesebb megismerése szükséges és 1938. év tavaszán a Geofizikai Intézet megbízást kapott, hogy a MAVAG részére a Szalonna, Martonyi, Tornaszentandrás, Bódvarákó, Dobódél, Perkupa, Szőlőszárdó községek közti területen földmágneses méréseket végezzen [11, 14]. A megbízás alapján további feladat volt a vertikális intenzitás anomáliáit is meghatározni.

Az 1938-ban Bódvarákó vidékén *Haáz István Béla* vezetésével végzett földmágneses mérések Komjáti, Bódvarákó és Perkupa mellett, ill. Bódvaszilas és Szögliget között olyan mágneses anomáliákat mutattak, melyeket esetleg vasérc hatásának lehetett tulajdonítani. *Fekete Jenő* több lehetséges felszín alatti mágneses alakulat hatását számította ki, hasonlította össze az észlelt anomáliákkal. Ezeket szerinte legjobban olyan függőleges fal hatása közelíti meg, amely a mágneses meridiánra merőlegesen húzódik, a felszínhez 100 m-nél közelebből nyúlik fel s igen nagy mélységig folytatódik. Mágnesezhetősége azonban sokkal nagyobb, mint a helyszínen talált kőzetmintáké. A vasércnek közül a hematit lehet ilyen mágnesezhetőségű. Ebből azonban mégsem következik az, hogy a

talált anomáliákat hematit okozza, mert igen sok eruptív kőzet (pl. bazalt, diorit, szerpentin) mágnesezhetősége szintén akkora. A maximumokra fúrásokat javasoltak. Ezek pontosabb kitűzése érdekében 1949-ben újabb mérések történtek, horizontális és vertikális magnetométerrel [15, 16, 17].

E mérések 10 maximumot mutattak ki. Ezeken az anomáliák értékei kerekén 400–1700 gamma között ingadoznak.

A részletes mérések nagyobb anomáliákra vezettek, mint 1938-ban, mert pl. a bódvarákói maximum területen a függőleges összetevőben a régebbi anomália mellett most 1140 gammaérték, a perkupai 500 gamma mellett 1049, ill. 988 gamma is adódott.

A Bódvarákó melletti maximumon a számítás szerint a hatóalakulat DK–ÉNy irányban húzódik. S ha azt függőleges falszerű telérnek tulajdonítjuk, akkor a számítás szerint az alakulat teteje 12 m mélyen van a felszín alatt, vastagsága 18 m, s a hatóanyag mágnesezhetősége $7300 \cdot 10^{-6}$ cgs. Ilyen mágnesezhetősége van a mágneses vasszulfidnak (pyrrhotinnak), olivinnek, gabbrónak és a nagy magnetittartalmú nefelin-bazaltnak.

A maximumon kitűzött Bódvarákó 1. sz. fúrást 1949 őszén mélyítették le. A fúró már 6 m mélységben szerpentinesedett magnetit-tartalmú nátron-gabbrót ért el és igazolta a számítás helyességét.

A Bódvarákó 2. sz. fúrás kitűzésével kapcsolatban kiegészítő mágneses méréseket végeztek 1950-ben [18].

Ezekből a vizsgálatokból a következők szűrhetők le:

A bódvaszilasi műút közelében a csupán $300 \cdot 10^{-6}$ szuszceptibilitást mutató diorit, ill. nátron-gabbró ismert kibúvási helyén nem mutatkozott anomália. Ellenben tőle mintegy 100 m-re délre 1271, ugyanennyire északra 1691 gammás anomáliát találtak. A korábbi értékelés szerint az anomáliák nem a gabbrótól, hanem valamilyen más, nagyobb szuszceptibilitású eruptívumtól származnak. Valószínűbb azonban, hogy nem a kibúvási hely alatt helyezkedik el a mágneses gabbró főtömege, hanem ettől D-re és É-ra a két maximum helyén.

A tornaszentandrászi mészkőbánya feletti hematit-kibúváson végzett mérések szerint felszíni hematit-előfordulás mindössze 100 gamma nagyságrendű hatást mutatott.

A bódvarákói „Kállai lápa” területén a hematit-görgeteg helyén is csupán 100 gammát el nem érő anomália mutatkozik $6.600 \cdot 10^{-6}$ nagy szuszceptibilitással, ami a nagy magnetittartalomtól származik. A görgeteg eredeti anyaga magnetit volt, és az oxidáció folytán alakult át a felület mentén hematittá.

A lemélyített Bódvarákó 2. sz. fúrás sem vasércet, sem más mágneses kőzetet nem talált, s így nem lehetett kielégítő következtetéseket levonni a ható alakulatra. Meg kell jegyezni azonban, hogy a fúrás nem a fő, hanem egy kisebb anomáliára települt.

Ezután került sor a bódvaszilasi műút mellett kitűzött szögligeti 1. sz. fúrás lemélyítésére. Ez a fúrás ugyanolyan eredménnyel járt, mint a bódvarákói 1. sz. fúrás: a felszín közelében 7 m mélységben ugyanolyan gabbrót tárt fel.

A további fúrások kitűzése előtt kívánatosná vált, hogy a hatóalakulat helyzetére, méreteire és mélységére vonatkozó számításokhoz kiegészítő földmágneses méréseket végezzenek. A Perkupa, Szögliget és Komjáti mellett végzett mérések kapcsán a szögligeti gabbró-kibúvás táján a még előbb észlelt anomália folytatásaként egy több mint 200 gamma-érték maximumot állapítottak meg. Ez a legnagyobb a Bódva völgyében talált összes anomáliák között. Az itt lemélyített fúrás (Szögligeti 2. sz. fúrás) a hatóalakulatot már 8 m mélységben elérte.

A Komjátitól D-re lemélyített fúrás (Komjáti 1. sz. fúrás) pedig a hatóalakulatot 181 m mélységben harántolta.

A perkupai 1. sz. fúrás a megállapított nagyobb anomália-maximum helyén mélyült, s itt 5 m mélységtől kezdve szerpentes dolomitot és szintén magnetitszemekkel hintett gabbrót hozott felszínre.

A perkupai 2. sz. fúrást a kisebbik anomáliát okozó alakulat kiszámított helyére telepítették, s a fúrás az alakulatot 6 m mélységben érte el. Mindkét perkupai fúrás a mágneses alakulat alatt, a felszínhez még mindig elég közeli mélységben, jelentékeny vastagságú gipszréteget talált.

A gipszréteg kiterjedésének megvizsgálására a két első fúrás közelében több további fúrást is lemélyítettek, és a gipszréteget ezek a fúrások is feltárták.

Figyelemre méltó, hogy a *Haáz István Béla* által javasolt fúrások az anomáliákat okozó alakulatokat a számítás eredményével jól megegyező mélységben találták meg.

A fúrási eredmények azt bizonyítják, hogy a Perkupa, Szögliget és Komjáti környékén talált nagy mágneses anomáliákat a felszínhez közel levő eruptív kőzetek okozzák. Ezek után felvetődött a kérdés, hogy a Bódva-völgy D-i irányú folytatásában is vannak-e ehhez hasonló elfedett mágneses tömegek, melyeket esetleg ércesedés is kísérhet. Az erre a területre kiterjesztett mérésekkel a Rudabányától Barakonyig húzódó 15 km hosszú, s általában 3 km széles területen sehol sem találtak olyan nagy anomália-értéket, mint Perkupa, Szögliget és Bódvarákó mellett, így feltételezhető, hogy Szuhogy, Szendrő, Szalonna, Martonyi és Barakony vidékén nincsenek olyan mágneses hatású eruptív tömegek, mint amilyeneket az előbbi helyeken lemélyített fúrások feltártak.

Ugyancsak a Bódvaszilas, Komjáti, Tornanádaska, Bódvalenke és Hidvégardó környékén végzett mágneses mérések is csak csekély mágneses anomáliákat mutattak ki.

A legnagyobb érdeklődésre számot tartó Perkupa—Szögliget—Bódvarákó területen a felszín alatti eruptívum kiterjedésének és domborzati viszonyainak pontosabb megállapítására irányuló megkezdett részletes mérések technikai okokból félbemaradtak, és folytatásuk nem is remélhető, mert a perkupai gipszrétegek feltárása az eruptívumok iránti érdeklődést egyelőre tárgyaltanná tette.

A mágneses méréseken kívül, melyek a legnagyobb jelentőségűek, a területen gravitációs és geoelektromos méréseket is végeztek. A teljesség kedvéért a geotermikus méréseket is megemlítyük, amelyeket az 1952—53. évek folyamán hajtottak végre, de ez a kísérleti jellegű munka is félbemaradt.

Minthogy a vasércutatás mágneses módszerrel nem vezetett eredményre, s a fúrások vasérc helyett eruptívumokat mutattak ki, sőt a perkupai fúrások meglepetésül gipszet szolgáltatottak, a további mágneses mérések helyett 1950-től más geofizikai módszerek alkalmazására tértek át. Felvetődött az a gondolat, hogy a kisebb sűrűségű gipsz-indikációt gravitációs mérésekkel kutassák tovább.

Eötvös-ingával átnézetesen felmérték a Felső-Bódvavölgy Szendrőtől Hidvégardóig terjedő szakaszát. Megvizsgálták az itt talált mágneses maximumokat gravitációs módszerrel is, hogy a mágneses anomáliák és a ható eruptívumok milyen összefüggésben vannak a gravitációs anomáliákkal. A mérések ezenkívül felvilágosítást nyújthattak a pleisztocén és alsópannon üledékekkel borított Bódva-völgy fenekét alkotó idősebb kőzetösszletek helyzetéről [33]. A mágneses maximumok néhol egybeesnek a gravitációs minimumokkal (Szögliget, Komjáti), másutt a mágneses maximum gravitációs minimumtengelyre esik (Perkupa, Bódvárakó). Perkupánál gravitációs minimumfolt van, amelynek északi részén találták az eruptívumoknál kisebb sűrűségű gipsztestet.

A minimum és gipsztest összefüggése arra a gondolatra vezetett, hogy sűrűbb állomáshálózattal esetleg több részlet is kimutatható a gipsztest helyzetére vonatkozóan. Ezért 1952-ben sűrítették az Eötvös-inga mérések hálózatát a perkupai minimumban, azonban a sűrítés nem lehetett teljes, mivel a Bódva-patak kiöntött és a mérést nem lehetett folytatni. A jelentés [10] azonban már itt rámutat arra is, hogy a gradienseken megnyilvánuló látható regionalitás mellett a felszín alatt nem nagy mélységben levő kőzetek sűrűségi elrendeződése is jelentkezik egyes gradiensek és görbületi irányok ugrásszerű változásaiban. A sűrítés hasznos voltát utólagosan igazolja az újabban elkészített W_{zz} térkép is, amely jobban szemlélteti a helyi anomáliák földtani okát. Ez a térkép a sűrítés nélkül nem lett volna elkészíthető.

A gravitációs mérésekön kívül az 1952–53 évben geoelektromos méréseket is végzett a Geofizikai Intézet Perkupa környékén. 1952-ben kísérleteket végeztek arra vonatkozóan, hogy melyik geoelektromos módszer lesz a legalkalmasabb, s a kísérletek eredményeképpen 1953-ban megkezdtek az ellenállásméréseket, először Perkupa környékén az ismert gipsztest felett, majd a Bódva völgyében É-i irányban folytatták a kutatásokat Szín vasúti állomásig. A 4 elektródás Wenner-elrendezést alkalmazták. Felváltva vertikális szondázást és ellenállás-szelvényezést végeztek. Az utóbbinál kétféle elektródatávolságot használtak: az $a = 40$ m-t és az $a = 80$ m-t. A mérési szelvényeket a meglevő fúrásokon át fektették kb. ÉNy–DK irányban. Erre merőleges irányú szelvényeken is végeztek ellenállásmérést. Így a kereszt-szelvények nagyjából merőlegesen haladnak a Bódva völgyére, a hosszanti szelvények a Bódva-völgy irányába esnek.

Az elektromos ellenállásmérést az tette indokolttá, hogy a Bódva-völgyben feltárt kőzeteken mért fajlagos ellenállások a gipsznél nagyobb értékkel jelentkeztek (300–500 ohm). A többi kőzetekhez képest ez az ellenállásérték nem nagy, így nem volt várható, hogy a gipsz nagyobb mélységben vagy vékonyabb rétegekben kimutatható legyen. Az ered-

mények kiértékelését az is megnehezíti, hogy a település igen zavart, igen meredek rétegsorokkal kell számolni. A kísérleti kutatásról a Geofizikai Intézet jelentésben számolt be [30].

Itt említjük meg, hogy 1938-ban a Geofizikai Intézet Bódvarákó és Komjáti mellett már végzett geoelektromos méréseket [12, 31], de a mérések eredményeinek értékelése nem volt kielégítő. Megállapították azonban, hogy a jól vezető felszíni réteg alatt nagy ellenállású, majd mélyebben kisebb ellenállású rétegek vannak. Tehát az 1938-ban Perkupától É-ra talált ellenállás-viszonyok nagyjából hasonlóak, mint az 1952—53. évi perkupai mérések ellenállásviszonyai.

III. A FÖLDTANI KUTATÁSOK EREDMÉNYEINEK ISMERTETÉSE

1. Az előfordulás környékének földtani felépítése

Az előfordulás területileg a Gömör—Tornai karszt déli zónáját képező Jósua-völgyi antiklinális és a Rudabányai-hegység érintkezésénél fekszik.

A régebbi geológiai munkák a két hegység között éles határt húztak [23, 28, 34]. Az újabb vizsgálatok bebizonyították, hogy a két hegység földtani kifejlődése párhuzamosítható [1, 2, 3, 4, 5, 6, 7].

A rétegsor karbon, triász, eocén, miocén, pleisztocén és holocén képződményekből áll.

Perm-képződményeket még eddig nem sikerült kimutatni. A kis foltokban megjelenő karbon mészkövet és agyagpalát nem számítva, a vizsgálat alá vont terület képződményei csaknem teljes egészükben triász, pontosabban alsó- és középső-triász korúak. Az alsó-triász szeizi alemeletét zöldes és lila, néha fekete homokkövekből, agyagpalákból álló sorozat képviseli, mely a gipsz-anhidrit összletet is magába zárja. A campilli összlet zöldesbarna és szürke lemezes mészkőből és agyagpalából, közbetelepült homokkövekből áll.

Az alsó-triász vége felé a karbonáttartalom egyre inkább növekszik, a törmelékes anyag rovására. Végül is a karbonáttartalom a középső-triász anisusi emeletében a jellegzetes sötétszürke, fekete dolomit és mészkő kifejlődésű guttensteini rétegekben uralkodóvá válik. A sötét guttensteini dolomitokat felváltó világosabb színű vagy éppen fehér, sokszor cukorszövetű mészkő vagy dolomit ugyancsak még az anisusi emelet képviselője. A középső-triász felső részét alkotó ladini emelet igen változatos. A Rudabányai-hegységben nyugtalan üledékképződési viszonyokra utalnak a szaruköves piros és szürke mészkövek, radioliritok, kovapalák, sötét agyagpalák és márgák. A Gömör—Tornai karszt viszont szárazföldi anyagokban szegény mészalgákat, kagylókat, csigákat, szivacsokat, korallokat tartalmazó ősmaradvány társaságú világos mészkővekből épül fel.

A felső-triászt szaruköves mészkő és agyagmárga képviseli.

A bemutatott rétegsor első megfigyelésre nem kelt különösebb érdeklődést. Ha azonban meggondoljuk, hogy a „mobilis” képződményekre, agyagpalákra, gipszre-anhidritre merev mészkövek, dolomitok települnek,

a szokatlan méretű tektonizáltságot mindjárt érthetőbbnek találjuk. Az 1. ábrán bemutatott gyüredezett, pikkelyeződött campilli márga, agyagpala, mint kis lokális részlet jól illusztrálja a hegységmozgások hatását.

Ilyen megvilágításban geofizikai szempontból is sokkal nagyobb jelentőséget kell tulajdonítani ennek az egykor egyre inkább mélyülő üledékgyűjtőre valló rétegsornak. Térképeinken összevontan ábrázoltuk a két összetétel képződményeit, hogy szemléletesebbé tegyük a két sorozat hegységszerkezeti jelentőségét.



1. ábra. Gyüredezett campilli márga agyagpala a varbóci völgyből

Az intenzív hegységszerkezeti mozgásokkal összefüggésben a magmatizmusnak is jelentős nyomai tapasztalhatók, amelyek geofizikailag sokkal jobban érzékelhető, mérhető jelenségek.

A felszínen csak a Bódva-völgy egy pontján bukkan fel parányi foltban a nátron-gabbró [23, 27]. A fúrásokban és bányavágatokban azonban gabbró-, diabáz- és szerpentin - féleségek több helyen fellelhetők.

Keletkezésiidejük azonban még mindig vitatott, ugyanúgy, mint a tömszök-tellérkék formájában megjelenő kvarcporfirnak, valamint a campilli és anisusi dolomitok metasomatózisa révén létrejött rudabányai ércesedésnek.

A harmadidőszaki képződmények laza üledékei durva mészkőből, homokkőből, konglomerátumból, agyagból, homokból, kavicsból épülnek fel. A pleisztocént és holocént édesvízi mészkő, vörös és barna agyag, lejtőtörmelék alkotja.

A hegységszerkezeti viszonyok tárgyalásánál előljáróban le kell szögezni, hogy eddigi ismereteink szerint felszínközeli gipsz-anhidrit előfordulás csak a Rudabányai-hegység nyugati peremén található, a perkupai előforduláson kívül az alsótelekesi és rudabányai fúrásokban. Ettől a vonulattól eltérő helyen csak nagy mélységben (Tornakápolna) sikerült kimutatni.

A gipszes-anhidrites összetétel felszínhez közelebb kerülésében igen nagy szerepe volt a tektonikának. Különösen az a szerkezeti vonal, amelyet Upponytól Rudabányáig, sőt DNy-i irányban még tovább is nyomozhatunk.

A perkupai előfordulás szerkezeti helyzetének bonyolultságát azonban még további tényezőkkel kell kapcsolatba hozni és magyarázni.

A Rudabányai-hegység nagyjából ÉK-i DNy-i szerkezeti irányára szinte merőlegesen lép fel a Gömör—Tornai karszt antiklinálisokból és szinklinálisokból felépített rendszere. A gipsz-anhidrit indikációk éppen ott helyezkednek el, ahol a két különböző csapásirányú hegység között a legnagyobb az irányeltérés. A Rudabányai-hegység többszörösen átpikkelyezett boltozatot alkotó triász-képződményekből felépített szerkezete a Szendrői-hegység paleozoikumára van torlódva, mint ahogy arra *Balogh Kálmán* és *Pantó Gábor* vizsgálatai során rámutattak [7]. A rátolódás vonala egybeesik a Bódva-völgy szalonna-szendrői vonalával, mely pannon-képződményekkel fedett és így a rátolódás közvetlenül, sajnos, nem tanulmányozható.

A Gömör—Tornai karszt déli szegélyét képezi a Jósvafőtől kiinduló ún. jósvavölgyi antiklinális.

Az antiklinális tengelyében lefutó felszakadás alkotta völgyben folyik a Jósza-patak. Az antiklinális déli szárnya szabályos kifejlődésű, az északi azonban már nem. A déli szárnyban az alsó-triásztól kiindulva a középső-triász legfelső tagjáig valamennyi képződmény megtalálható. Az északi szárny hiányos, mert az alsó-triász képződményei a középső-triász ladinikumával közvetlenül érintkeznek és csak helyenként található meg a hiányzó anisusi sötétszürke, fekete mészkődolomit-sorozat [6].

A szerkezeti viszonyok bonyolultságát a plasztikus és merev képződményekből felépülő rétegsor magyarázza, mint ahogy arra már felhívtuk a figyelmet.

A különféle hegységmozgások a perkupai gipsz-anhidrit összlet többszörös felpikkelyeződését és az alsó-triász sorozatnak a középső-triász sorozatra való tárolódását eredményezte. Ennek a folyamatnak a szemléltetésénél az I. és III. sz., de különösen a II. sz. szelvényünkre kell hivatkozni, mely világosan megmutatja a települési viszonyokat.

Természetesen ez nem lokális és csak a perkupai helyzetre érvényes jelenség. Egyben azt is mutatja, hogy a Gömör—Tornai karszt déli részét képező jósvavölgyi antiklinális déli, délkeleti részével a Rudabányai-hegységre van rátolódva. Végeredményében tektonikus és a gipsz-anhidrit hidratációs átalakulás eredményeként létrejövő atektonikus erőhatásokra keletkezett antiklinális képződési időszakot lehet megkülönböztetni, mely alatt a peremi részek a paleozoikumra rátolódtak. Ezután egy többször megismétlődő felpikkelyeződési időszakot lehet felismerni.

A geofizikai értékelés szempontjából igen fontosak a hidrogeológiai viszonyok.

A Gömör—Tornai karsztot és a Rudabányai-hegységet is jórészt mészkövek, dolomitok építik fel, melyek karsztosodása révén hazánk legszebb karszt-területe keletkezhetett itt. Sorra fedezik fel a szebbnél-szebb barlangrendszereket, rejtelmes, föld alatti vízfolyásokat.

A perkupai előfordulás közvetlen környékén nem számíthatunk komolyabb karsztosodásra, mert a főleg agyagos, márgás, homokkőves kifejlődésű rétegsor ezt nem teszi lehetővé. Mégis a nagyobb mélysébe került mészkőtömegekben összefüggő víztároló rendszerre számíthatunk. Bizonyította ezt a perkupai XIV. sz. fúrás is, mely 1000 liter/perc langyos vizet fakasztott ezekből a rétegekből.

A werfeni rétegek homokkő-, márga-, agyagpala-sorozatában a váltakozó vízzáró és vízrekesztő rétegek felszínre bukásánál gyérvízű források találhatók.

A Bódva-völgy alluviális hordalék-anyagában felhalmozott víz, mivel a jelenlegi bányaterület felett helyezkedik el, komoly veszélyt jelent a bányászatra nézve. Az eddig lefolytatott geofizikai vizsgálatok mérési eredményeit azonban nem igen zavarta, inkább csak a mérések lebonyolítását hátráltatta.

2. Az előfordulás földtani felépítése

Mielőtt még az előfordulás földtani felépítésének ismertetéséhez kezdenénk, fel kell hívni a figyelmet arra, hogy főleg azokkal a képződményekkel kívánunk részletesebben foglalkozni, amelyek geofizikai kutatás szempontjából is jelentősek. Így természetesen magával a gipsz-anhidrittel, a serpentinnel, diabázzal elsősorban.

Az előfordulás ásvány-kőzettani felépítésének tárgyalásánál a meddő-, ill. fedőképződményeket illetően hivatkozni kell az általános földtani ismertetésnél elmondottakra. A későbbiekben javasolt további geofizikai vizsgálatok szempontjából azonban az előfordulást felépítő rétegsor részletesebb tárgyalására is ki kell térni.

Az előfordulás területén a triász-képződményeket túlnyomórészt a werfeni rétegek képviselik. Ezen belül a szeizi rétegsor igen változatos, és az eddigi vizsgálatok szerint több szintre oszlik.

Jellegzetes a sötétszürke-fekete, finomszemű, ritkán kissé homokos agyagpala. Mindmáig nem sikerült eldönteni, hogy ennek a képződménynek mi a pontos rétegtani helye, fedőt vagy fekűt képvisel-e. Egy azonban biztos, hogy mindig a produktív összlet közelében található.

A produktív összlet pontos rétegtani helyzete szintén bizonytalan. Teljes mértékben analógiákra és földtani meggondolásokra vagyunk utalva. Csehszlovákiában a hasonló kifejlődésű gipsz-anhidrit összletet a werfeni sorozat tagjának tekintik. Az Alpok jellegzetes evaporitos rétegsorozatát régebben a campili alemeletbe helyezték. Az újabb spóra pollen-vizsgálatok perm-triász határra, sőt permre mutatnak. A produktív összletet kőzettanilag gipsz és anhidrit alkotja.

A vizsgálatok szerint a gipsz főtömege nem elsődleges keletkezésű, hanem az anhidritből hidratáció révén alakult át. Előre kell bocsátani, hogy vannak primer keletkezésű gipsz-típusok is. Ezek repedések mentén vagy üregekben köröző vizekből váltak ki. Kristályformájuk alapján azonban jól elválaszthatók az anhidritből keletkezett gipszektől. Két fő anhidrit-típust lehet megkülönböztetni szürke, alaptónusú agyagos agyagban szegény dolomitos anhidritet és zöldesszürke agyagpala-zárványos anhidritet.

Az első típus néhány millimétertől centiméteres nagyságú anhidrit-kristályok tömött szövedéke. A dolomit vagy automorf romboéderek formájában az anhidrit-kristályokba beépülve, vagy pedig az anhidrit-kristályok közé beékelődve tömeges, kőzetszerű formában jelenik meg (2. ábra).

Az agyagpala-zárványos anhidrit általában sokkal kisebb kristályokból építődik fel, mint a dolomit-zárványos típus. Jellegzetesek benne a világos-zöldesszürke, vagy barna, ill. a lilás-vörös színű kerekített agyagpala-zárványok.

Már az előzőekben szó volt arról, hogy az előfordulás tömeges gipsze a primer anhidritből vízfelvétel révén jött létre.

A hidratáció, bár alaposan megváltoztatta az anyag ásványos összetételét, színét, szerkezetét stb., mégsem okozott olyan nagyarányú változást, hogy az eredeti anhidrit-típusok jellemző vonásait megsemmisítette volna.

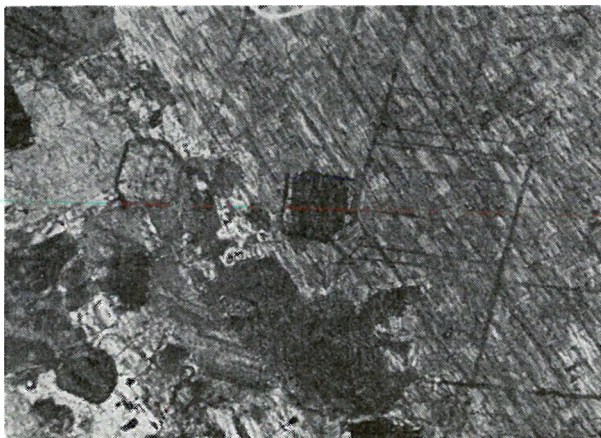
Jól felismerhető, hogy a dolomitos gipsz a dolo-

mitos anhidritből, az agyagpala-zárványos gipsz pedig az agyagpala-zárványos anhidritből keletkezett. A dolomitos gipsz világosszürke vagy hófehér, apró gipszkristályokkal. Az agyagpala zárványos szürke, zöldes-szürke.

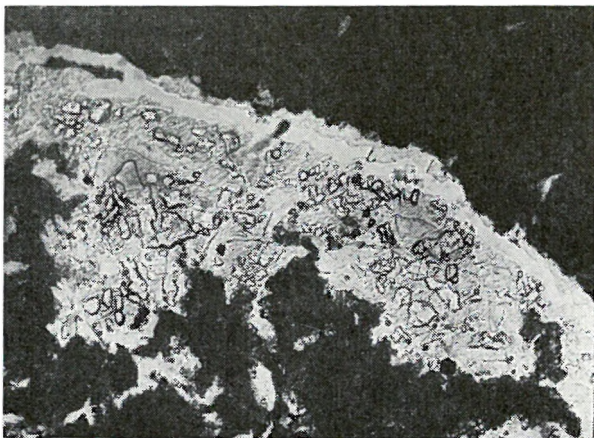
A gipszesedés nem mindig teljes mértékben járja át a kőzetanyagot, így a folyamat nem megy teljesen végbe. Nemcsak egy nagyobb kőzetdarabot tekintve áll elő ez a helyzet, hanem egy-egy kristályon belül is. A gipszesedés folyamata szinte fokról fokra, molekuláról molekulára halad előre az anhidritkristályon belül (3. ábra).

A bemutatott képen jól megfigyelhető, hogy az anhidritkristályoknak jó része el van már gipszesedve. A gipszesedés folyamatát jellemzik még az itt-ott visszamaradó élesen kiugró anhidrit-törmelékek is.

A gipszesedés rendszerint ott jött létre, ahol az anhidrit vízfelvé-



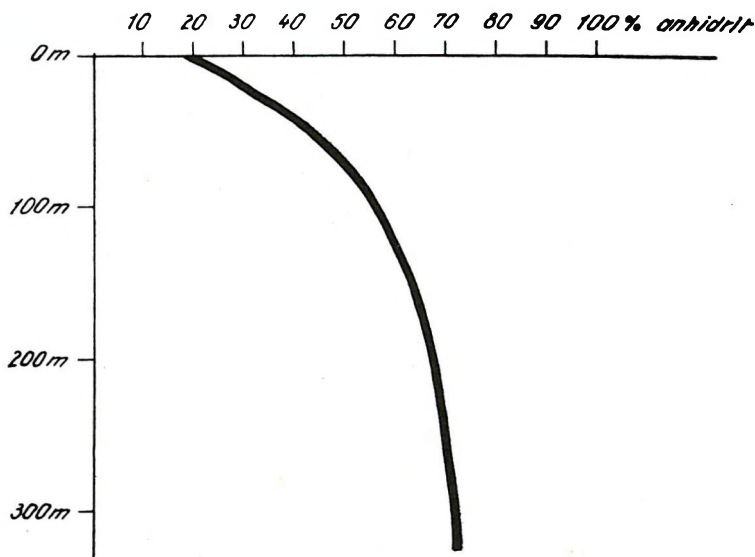
2. ábra. Anhidrit dolomit romboéderekkel (vékonycsiszolat X nikol, kb. 50-szeres nagyítás)



3. ábra. Gipszkristályokban élesen kirajzolódó még át nem alakult anhidrit-maradványok

telére sor kerülhetett, s így az anhidritpikkelyek határán a serpentinnek, vagy meddővel való érintkezés mentén 1–4 m-es sávban mindig található gipszesedés. Bár a meddő-pikkelyek gyakorlatilag nem vízvezetők, mégis annyi nedvességet tartalmaznak, hogy az anhidritet bizonyos mértékig elgipszesítik. Repedések, hasadékok mentén is tapasztalható hasonló jelenség.

A gipszesedés a mélységgel is összefügg. A 4. ábra azt szemlélteti, hogy az egész ma ismert összletben az anhidrit és gipsz aránya miként változik a mélység felé haladva. A felszínközeli csekély anhidrit–gipsz arány a beszivárgó felszíni vizek révén végbement intenzív hidratációnak tulajdonítható.



4. ábra. Az anhidrittartalom változása a mélység függvényében

A vízföldtani kérdések ismertetésénél már utaltunk arra a bányászati szempontjából sajnálatos tényre, hogy a fedőt alkotó alluviális képződmények vízzel telítettek. Hatásuk a gipszesedés folyamatára természetesen nem maradhatott el.

A geofizikai mérések és értékelés szempontjából igen fontos tények ezek. Rávilágítanak arra, hogy egyes geofizikai módszerek eredményeit befolyásoló víztartalom milyen földtani helyzetben várható. Hozzá kell tenni ehhez még azt, hogy ezek a vizek rendszerint nagy ion-koncentrációjúak.

A víztartalom és porozitás összefüggése szempontjából vizsgálva a kérdést, a gipsz–anhidrit összlet porozitása igen csekély. Az egyes kísérő kőzetek lényegesen nagyobb likacsstérfogatóak.

A produktív összletre a szürke agyagpala, mészkő, dolomit sorozat települ, amelyet vörös és zöld agyagpala csoport vált fel.

Az eddig ismertetett rétegeket, rétegcsoportokat a felszínen sehol sem sikerült még eddig megtalálni. A lila és barna, sok csillámot tartalmazó agyagpala—homokkő sorozatot viszont felszíni előfordulásáról nagyon jól ismerjük. A szeizi rétegeket vörösmészkőből, lilásvörös homokkőből és agyagpalából álló rétegcsoport zárja le.

A campilli emelet rétegcsoportja a már ismertetett kifejlődésben főleg a felszínen, de néhány fúrásban is megtalálható.

Ugyanez a helyzet a középső-triász mészkövekkel, dolomitokkal, amelyeket a nagyobb mélységű és az előfordulás keleti felén levő fúrásokban sikerült harántolni. Diabáz (gabbró) és szerpentin a többé-kevésbé rétegtanilag meghatározott üledékes képződmények mellett bizonytalan korról a fúrásokban s a bányászati feltárásokban található.

Mindkét képződménynek nagy szerepe volt a perkupai előfordulás felfedezésében. Az eddig lefolytatott mágneses mérések anomáliái a szerpentin, ill. a diabáz indikációjára jöttek létre. Ez volt a magyarázata, hogy a várt vasérctelepek helyett gipsz-anhidritet találtak.

A diabáz (gabbró) zöldesszürke, néha vörös, tömött szövetű, fekete augitszemekkel. Plagioklászai a szokottnál nagyobb nátrontartalmukkal tűnnek ki. Számos karbonátos ér járja át. Néhol, mint pl. a XX. sz. fúrásban, teljesen elkarbonátosodva található.

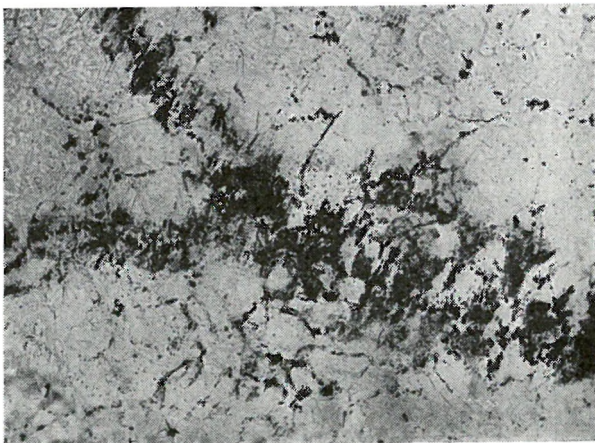
Gyakran hintett piritesedésű. A szabályos piritkristályok sokszor 4—5 mm-es nagyságúra is megnőnek. Jellegzetes a piriten kívül, a főleg repedések mentén elhelyezkedő vascsillám-tartalom. A nagy diabáz-tömszök a terület déli felén helyezkednek el. Térképeinken feltűnő módon megjelöltük őket.

A szerpentin hosszan elnyúló telepeket, pikkelyeket alkot. Színe sötét és világoszöld, néha sárga. Csúszási síkokkal át- meg átszőtt, amelyek mentén talk- és azbesztszerű. Repedéseiben 4—5 mm-es rostú azbeszt található.

Különösen vékony csiszolatban mutatkozik meg, hogy magnetites zsinórok járnak át. A mágneses szuszceptibilitást a magnetites szerpentin magyarázza (5. ábra).

Különösen vékony csiszolatban mutatkozik meg, hogy magnetites zsinórok járnak át. A mágneses szuszceptibilitást a magnetites szerpentin magyarázza (5. ábra).

A szerpentin a diabáz-gabbró tömegből keletkezett. Számos olyan szerpentin-tömb került elő a bányászat folyamán, amelynek belsejében meg lehet találni az átalakulatlan diabázt. A diabáz és a szerpentin között fokozatos az átmenet.



5. ábra. Szerpentin magnetit-erekkel

Fúrásadatok szerint is a diabáztömszőket serpentin köpeny veszi körül. A hosszan elnyúlt serpentin pikkelyeket a serpentinisedett diabáztömszőkről a hegység szerkezeti mozgások következtében levált serpentinanyag alkotja.

A serpentin két igen fontos települési tulajdonságát kell még megemlíteni, melyek a további kutatásokra nézve irányt mutatnak.

A serpentin pikkelyek csapás- és dőlésirányú kiterjedése nem olyan állandó, mint a gipsz-anhidritké. Sokkal könnyebben kiékelődnek, elvékonyodnak. Megegyezik, hogy sok esetben többször 10 m vastagságú serpentin pikkely néhány centiméterre vékonyodik el. Ez a jelenség az eltalkosodott, lágy vagy összetöredezett serpentin anyagával hozható kapcsolatba.

Miként a közölt térképek és szelvények is mutatják, a serpentin pikkelyek mindig gipsz-anhidrit közé ékelődve találhatók. Ez nem jelent genetikai összefüggést is, mert a határokon semminemű kontakt-hatásnak jele nincs. A serpentin és gipsz-anhidrit ilyen összetartozása a hegység szerkezeti erőhatásokkal szemben tanúsított, hasonló képlékenységre vezethető vissza. Ennek az összefüggésnek a továbbkutatások szempontjából igen nagy jelentősége van. A mágneses módszerekkel ugyanis könnyen kimutatható magnetites serpentinek segítségével az eddigi tapasztalatok szerint gipsz-anhidrit telepeket találhatunk.

Beszélni kell a lépten-nyomon fellépő piritesedésről és hematitosodásról. Mindkettő olyan fizikai állandókat adhat a kőzeteknek, amelyek a mérési eredményeket befolyásolhatják, de ha kiterjedésükről, helyzetükről tudomásunk van, korrekcióba vehetők.

A piritesedés eredményeként nemcsak a diabázban, serpentinben és az egyéb meddő kőzetekben, hanem a gipsz-anhidritben is szabályos piritoéder formájú, sokszor babszemnyi automorf piritkristályok fordulnak elő. Keletkezésük az evaporit képződmények redukációs közegben végbemenő folyamataival hozható kapcsolatba. Vannak azonban — és ezek főleg a mellékkőzetekben találhatók —, amelyek utólagos hidrotermális jelenségekkel magyarázhatók. A helyenként fellépő hematitot részben limonitosodott pirit metamorfizációjából, részben pedig eredeti ércesedési folyamatokból származtathatjuk.

A meddő és produktív pikkelyek víztartalma igen csekély, ez a víz azonban elektrolitokkal telített.

Az ún. körző és szívargó vizekből repedések mentén különféle klorit- és szulfáttartalmú ásványok válnak ki.

Így meg kell említeni a tipikus hófehér, 10–20 cm-es hosszú kristályokból álló rostos gipszet, valamint a lemezeket alkotó ún. lemezes gipszet. A glauberit (Na_2CaSO_4)₂ nem gyakori ugyan, de bizonyítja azt, hogy a rétegvizek igen változatos összetételűek.

Utoljára hagytuk, de először kellett volna említenünk az ugyancsak repedések mentén kiváló kősót (NaCl).

A kősó eredete elsősorban az agyagpala zárványos gipsz-anhidrit, sós agyagpala darabjaira vezethető vissza. Az agyagpala-zárványok ugyanis, bár nem mindig, de igen sok esetben némi só-tartalmaznak. Ez a só-tartalom az agyagásványok abszorpciós képességével hozható

kapcsolatba. Némi sótartalom származhatott a réteg által bezárt fosszilis tengervízből is.

Az előforduló képződmények ismertetésénél kitértünk néhány közetfizikai sajátosságra is. Az értékelés szempontjából igen fontos közetfizikai tulajdonság a térfogatsúly és a fajsúly. Éppen ezért külön kívánunk ezzel foglalkozni és a fontosabb kőzetek térfogatsúly-, ill. fajsúly-értékeit az alábbiakban adjuk meg:

A kőzet megnevezése	Térfogatsúly	Fajsúly
Gipsz	2,2—2,3	2,32
Anhidrit	2,7—2,9	2,96
Mészkövek	—	2,54
Agyagpalák	—	2,60
Szerpentin	2,41	2,60
Gabbro	—	3,00

A táblázatból látható, hogy a produktív képződmények közül az anhidrit térfogatsúlya nem sokban különbözik a mellékkőzetekétől. Ezt a tényt, tekintettel arra, hogy a megismert gipszes-anhidrites összlet mintegy 50%-a anhidritből áll, továbbá az anhidrit-tartalom a mélység felé növekedik, a gravitációs mérések eredményeinek értékelésekor a maximumok és minimumok megítélésénél figyelembe kell venni.

Itt ragadjuk meg az alkalmat, hogy az előfordulás települési viszonyaira is kitérjünk.

Megemlítjük, hogy hosszú ideig még az egymás közelében lemélyült fúrások rétegsorait sem lehetett azonosítani. A bányászati műveletek megindítása után sikerült a mai szerkezeti képet kialakítani. Mint ahogy a csatolt szelvényeken és térképeken látható, a produktív és meddő rétegcsoporthoz egymást váltó, hosszan elnyúló, meredek dőlésű pikkelyeket alkotnak. Hét gipsz-anhidrit és szerpentin pikkelyt sikerült megkülönböztetni. Némelyik több ágra szakad.

A pikkelyek csapásirányban még nincsenek lehatárolva. A jelek szerint a pikkelyek északi és déli irányban egyaránt folytatódnak. Dőlésirányú kiterjedésüket már valamivel behatóbban ismerjük, néhány pikkelyt azonban nagyobb mélységekből még nem sikerült részletesebben tanulmányozni. A régebbi tömörsős szerkezeti elképzelést felváltó pikkelyes szerkezeti ábrázolás a geofizikai vizsgálatok kiértékelését is új alapokra helyezi.

A bemutatott földtani kép igen bonyolult, mert különféle fizikai tulajdonságokkal rendelkező kőzetek változatos szerkezeti viszonyok között jelennek meg. Éppen ezért a mérési módszerek kiválasztásakor a mérések lebonyolításánál és értékelésénél az előadottakat nagymértékben kell tekintetbe venni és alkalmazni.

IV. AZ ÚJABB ISMERETEK ALAPJÁN LEVONHATÓ KÖVETKEZTETÉSEK

1. Az előfordulás távolabbi környéke

A következőkben az eddigi mérések szintézisét kívánjuk megadni az ismertetett jelentések anyaga és az újabb földtani adatok figyelembevételével.

Összeállítottuk az 1938. évi mágneses mérések területének összevont földtani térképét. Ilyen földtani térképen ábrázoltuk a földmágnesesség vertikális intenzitásának izoanomálvonalait (1. mell.) és egy másikon az Eötvös-inga mérések izoanomálvonalait (2. mell.).

Az alsó-triászt függőleges vonalkázással különböztettük meg a középső- és felső-triász összlettől. A középső- és felső-triász képződményeit összevontan ábrázoltuk és ferde vonalkázással jelöltük. E szétválasztás indokoltságát a földtani viszonyok leírásánál megadtuk.

A földmágnesesség vertikális intenzitásának izoanomálvonalas térképe eredetileg két külön részből állott, a választóvonal Szin községen megy át É—D-i irányban. A területről áttekintő képet kívántunk nyújtani, s ezért a két részt összeszerkesztettük. A mágneses izoanomáltérképen azonnal feltűnik, hogy a mérési terület nyugati részén egy nagy-kiterjedésű anomália jelentkezik, a keleti részen sok kis helyi pozitív és negatív anomália váltja egymást. A nagyértékű, de kis terjedelmű anomáliák mind a Bódva völgyébe esnek.

A nyugati területen a Tornakápolna melletti nagy kiterjedésű maximum maximális értéke 357 gamma. A mágneses maximum tengelye párhuzamosnak látszik a földtanilag ismert antiklinális tengelyével. A ható valószínűleg egy nagy kiterjedésű, nagyobb mélységben levő, kb. $2000 \cdot 10^{-6}$ cgs mágnesezettségű kőzet. Hasonló mágnesezettségű ható okozhatja a komjáti maximumot is, a maximum legnagyobb értéke 219 gamma.

A tornakápolnai és komjáti maximumok tengelyiránya érdekes módon egyezik, a két maximum iránya esetleg egy szerkezeti vonalat jelöl. A kettő közötti összeköttetésre vallanak a bódvarákói és szögligeti maximumok is, bár az utóbbiak a Perkupa környéki mágneses maximumokkal együtt egy másik szerkezeti irány következményei is lehetnek.

A Bódva völgyében található kisebb terjedelmű, de 500—800 gamma értékű mágneses maximumok a felszínhez közel levő eruptívumok hatásainak tekinthetők.

Ezt a feltevést igazolják a már ismertetett újabb és részletesebb mérések helyén végzett kutatófúrások eredményei is. A mérések későbbi sűrítése folyamán az első mérésekből származó 500—800 gamma közti értékek helyén 1000—2000 gammás maximumok is adódtak, s a fúrások, amelyeket ezeken a nagy anomáliákon telepítettek, a felszíntől néhány méterre általában gabbrót vagy szerpentint tártak fel.

A Bódva-völgytől keletre eső területen a mágneses anomáliák nem jelentősek, kisebb helyi maximumok és minimumok váltakoznak. Itt eruptívumokra nem számíthatunk.

A 2. mellékleten az Eötvös-inga mérésekből levezetett izoanomáltérkép és a generalizált földtani térképet együttesen ábrázoltuk. Eötvös-inga mérések csak a Bódva-völgyben voltak. Feltűnő, hogy a Bódva-völgyben sok helyi maximum és minimum váltja egymást. A maximumok-minimumok tengelyiránya Bódvarákótól ÉK-re általában ÉK—DNy, ez a tengelyirány mutatkozik Perkupától DK-re is. Bódvarákó és Perkupa között azonban különböző tengelyirányú maximumok-minimumok csoportjai találhatók.

A jósvavölgyi antiklinális folytatása a Bódva-völgyben nem követhető egyértelműen, távolabb ÉK-re a Bódvarákótól É-ra eső, s a Komjáti—Bódvalenke maximum irányából valamilyen összefüggésre következtethetünk ugyan, de a Dóbódél-től Ny-ra eső, egészen más csapásirányú maximumok-minimumok helyzete az összefüggést megzavarja.

A fentiekből is világosan kitűnik, hogy a Bódva-völgyben igen bonyolult szerkezeti viszonyok alakultak ki, ahol a Gömör—Tornai—Karszt K—Ny-i irányú vonulata a Rudabányai-hegység ÉK—DNy irányú vonulatával találkozik.

Megvizsgálva a mágneses és gravitációs anomáliák közötti összefüggést, az alábbiakat mondhatjuk:

A mágneses és gravitációs mérések egyöntetűen igen zavart területet mutatnak a Bódva-völgyben. A völgy kialakulását intenzív tektonizmus előzte meg, ahol törések, felpikkelyeződések, intruzív tömegek komplikált szerkezeteket hoztak létre. Ezeknek összetevődő hatásai jelentkeznek a gravitációs képből, az eruptívumok viszont a mágneses mérések eredményeiben különülnek el.

Vannak olyan területek, ahol a gravitációs és mágneses maximumok egybeesnek. Ilyen egyezés elsősorban a Komjáti—Bódvalenke közti mágneses és gravitációs maximumok közt található. A fúrások eredményeiből kapott földtani viszonyok ismeretében az aránylag kis anomáliaértékű mágneses maximum és a vele egybeeső gravitációs maximum hatója a gabbró. A Bódvarákótól Ny-ra eső kb. 100 gammás mágneses maximum is nagyjából egybeesik a Bódvarákótól ÉNy-ra eső gravitációs maximummal, itt is gabbróra számíthatunk. Szögligettől K-re viszont az egymást sűrűn váltó maximumok és minimumok a több száz gammát kitevő mágneses anomáliák területére esnek. Itt a gravitációs anomáliák kialakulása főleg a felszínközeli eruptívumoknak tulajdonítható.

Igen figyelemre méltó, de más jellegű a mágneses és gravitációs mérések közti összefüggés Perkupa és Bódvarákó mellett. Ezen a két helyen a nagy értékű mágneses maximumok gravitációs minimumok közelébe esnek. Ismeretes, hogy Perkupán a mágneses maximumot eruptívumok okozzák, s az eruptívumokkal együtt fordul elő a gipsz-anhidrit, mint ahogy erre már földtani szempontból is rámutattunk.

Perkupán a meddő kőzetek a gipsz-anhidrit pikkelyektől nagyobb távolságra is gipszeresek. Lehet, hogy a geofizikailag Perkupával analóg módon jelentkező bódvarákói területen a további kutatások gipsz-anhidritet tárnak fel. Ismerve a bonyolult pikkelyes szerkezeti viszonyokat, lehetségesnek tartjuk, hogy a Bódvarákó mellett lemélyített fúrás gipsz-anhidrit pikkely mellett haladt el.

Természetesen nem mondhatjuk azt, hogy a környéken minden gravitációs minimum a kisebb sűrűségű gipsz indikációja, hiszen a perkupai minimum sem elsődlegesen a gipsz hatására alakult ki, hanem valószínűleg az alaphegység lemelýüléséből származik.

2. Az előfordulás közvetlen környéke

A regionális tájékozódást szolgáló mágneses és gravitációs mérések ismertetése után megvizsgáltuk, hogy a szorosan vett perkupai gipsz-előfordulás területén milyen földtani tényezők alakították ki a geofizikai anomáliákat. A felfúrt terület módot ad arra, hogy a földtani viszonyokat részletesen ábrázolhassuk.

Az alapul szolgáló földtani térképeket úgy szerkesztettük meg, hogy az alluviumot eltávolítva ábrázoltuk a telepcsoport felszínét (3–7. mell.). A Bódva-völgy két oldalán a hegység morfológiai határát és a telepek alatti mélyfekű kibúvási vonalát is feltüntettük.

A mágneses mérések esetében világosan felismerhető a nagy pozitív mágneses anomáliák összefüggése a serpentin közzel (3. mell.).

A bányászati művelés alatt álló területen a legnagyobb mágneses anomália értéke 1000 gamma. Ez az anomália egybeesik a serpentin kivastagodott részével. A perkupai I. sz. és II. sz. fúrást az 1000 gammás maximum közelében jelölték ki, e fúrások a ható serpentin mellett feltárták a gipsz-anhidritet is.

A XVII. sz. fúrás melletti 900 gammás, a XXVII. sz. és XIX. sz. fúrás közti 500, 600, 700 gammás, a XXVI. sz. fúrás melletti 600 és 800 gammás maximumok a serpentin-től kissé Ny-ra eltolódva jelentkeznek. A nyugati eltolódás oka nyilvánvalóan az, hogy a serpentinelepeknek nyugati dőlésük van. A II. sz. szelvényen jól látható a serpentinek és a mágneses maximumok kapcsolata.

A terület É-i részén a XXXIII. sz. fúrás közelében két 1700 gammás maximumot láthatunk. A fúrás három serpentinpikkelyt harántolt. A mágneses anomáliák tendenciája arra mutat, hogy a Ny-ra eső — a mélyben levő — serpentinpikkelyek összefüggésben vannak a XXXIII. sz. fúrásban elért serpentinpikkelyekkel. A területen, mint említettük, a mérések abhamaradtak, úgyhogy a további összefüggések felderítése nem lehetséges. Itt említjük meg, hogy a közölt mágneses térkép alapjául szolgáló vertikális intenzitás izoanomál-görbéit Haáz István Béla szerkesztette és kérésünkre bocsátotta rendelkezésünkre.

A perkupai területen tehát a mágneses mérések valóban a serpentin, vagy a serpentinhez hasonló mágnesezettségű eruptív kőzetek felszín alatti jelenlétét mutatják ki. A nagy, 1000 gammát is kitevő mágneses maximumok az eruptív kőzetek felszínhez közeli elhelyezkedésére utalnak. Mint már említettük, a mágneses ható mélységére végzett számításokat a fúrások igazolták.

A gravitációs mérések eredményeit nem lehet közelebbi kapcsolatba hozni a Bódva völgyében feltárt gipsztelepekkel, vagy a serpentin-vonulatokkal, bár az akna környéki kivastagodó gipsztelepek felett az izoanomál-görbék kipúposodása helyi minimumot mutat; az egész mi-

nimum legmélyebb része a XXI. sz. és XXIII. sz. fúrás közt szintén a vastag gipsztelepek felett található.

A minimum tengelye megegyezik a Bódva-völgy irányával, ezt a tengelyt keresztezi az akna környéki helyi minimum tengelye.

A nyugati tendenciájú gradiensek a jósvavölgyi antiklinális irányába mutatnak. A gradiensek nagyság- és irányváltozásai helyi, felszín közeli hatók jelenlétére utalnak, ilyen helyi változások a déli gabbró-előfordulás közelében láthatók (4. mell.).

Utólagosan elvégeztettük a terület W_{zz} -értékeinek kiszámítását. A magasabb deriváltak számítását *Zilahi-Sebess László* végezte el kérésünkre az *Olczak-Haalck*-módszerrel. Az 5. mellékleten a W_{zz} izoanomálonalak É—D-i irányú maximumok csoportját mutatják egységes vonulatban. Két maximum a már ismert gabbrótömegekkel esik egybe, a harmadik gabbró-előfordulás a XI. sz. és XV. sz. fúrások közti maximummal egyezik. A nagyobb sűrűségű gabbró maximumértékei mellett figyelemre méltó a keleti rész minimumzónája, amelyet azonban a kevés mérés miatt nem követhetünk nagyobb szakaszon, de a minimum tendenciája a kivastagodó, aránylag kis sűrűségű telepek felé mutat.

A nagyobb deriváltak W_{zz} anomáliáinak az a sajátossága, hogy a felszínközeli különböző sűrűségű gravitációs hatókat élesen elkülöníti a regionális jellegű anomáliáktól. A perkupai területen a módszernek ez a tulajdonsága igen jól érvényesül.

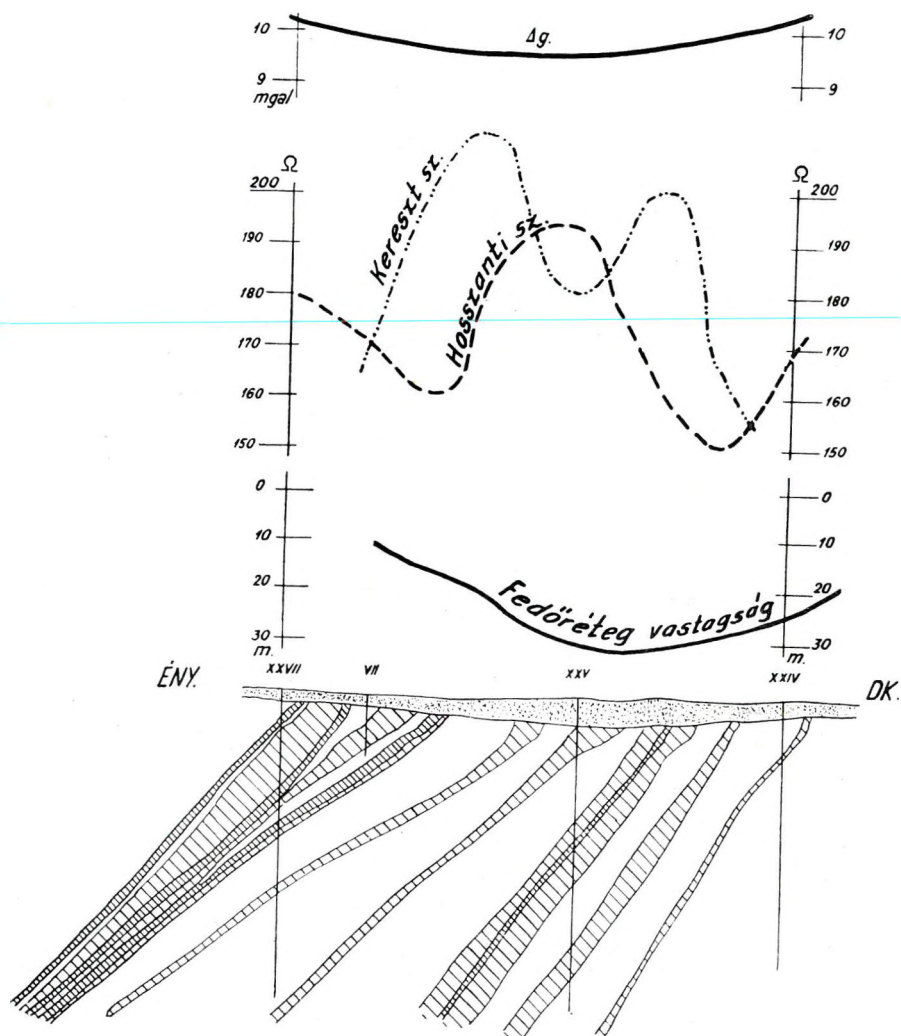
Ebből a kevés adatból is látható, hogy egy sűrűbb, nagyobb terjedelmű gravitációs hálózati mérésből számított W_{zz} minimum zónák a nagyobb gipszes összletekkel függhetnek össze.

A *geoelektromos mérésekről* két térképet közlünk. A térképek alapjául szolgált a *Dankházi Gyula* és *Szabadváry László* által szerkesztett két izoohm térkép. A hosszanti szelvények alapján készült izoohm-térképet összerajzoltuk az egyenlő fedővastagság vonalaival (6. mell.). Világosan látható, hogy a látszólagos ellenállás keskeny minimum-vonulata egybeesik a fedőrétegek árokszerű kivastagodásával, a kivékonyuló rétegek felé a látszólagos ellenállások nőnek.

A geoelektromos mérés tehát elsősorban a nagy víztartalmú fedőréteg vastagságának változását mutatta ki. A fedőképződmények minősége nem befolyásolta a mérést, mivel geoelektromos szempontból egységes, nagy víztartalmú réteggel van dolgunk.

A keresztiselvények alapján készült izoohm-térképet összerajzoltuk a földtani térképpel (7. mell.). A gipszes összlet szerkezeti viszonyait nem tükrözik a geoelektromos mérések, a serpentin sem mutatható ki. A főbb szerkezeti irány azonban kijelölhető, ez az irány összefügg a pleisztocén előtti eróziós térszínnel. A gipszes-anhidrites összlet a serpentinnekkel együtt jelentkezik, tehát a geoelektromos mérésekből ez összletek felső határának lefutására következtetni lehet.

A geofizikai mérések anomáliáit és a földtani viszonyokat még három szelvényen is összehasonlítottuk. A szelvények iránya közel merőleges a Bódva-völgy irányára, s fúrásokon haladnak keresztül. A szelvények földtani jelmagyarázata ugyanaz, mint a térképeké. Az északi I. sz. szelvény a XXVII, VII, XXV, XXIV. sz. fúrásokon, a középső II. sz. szel-

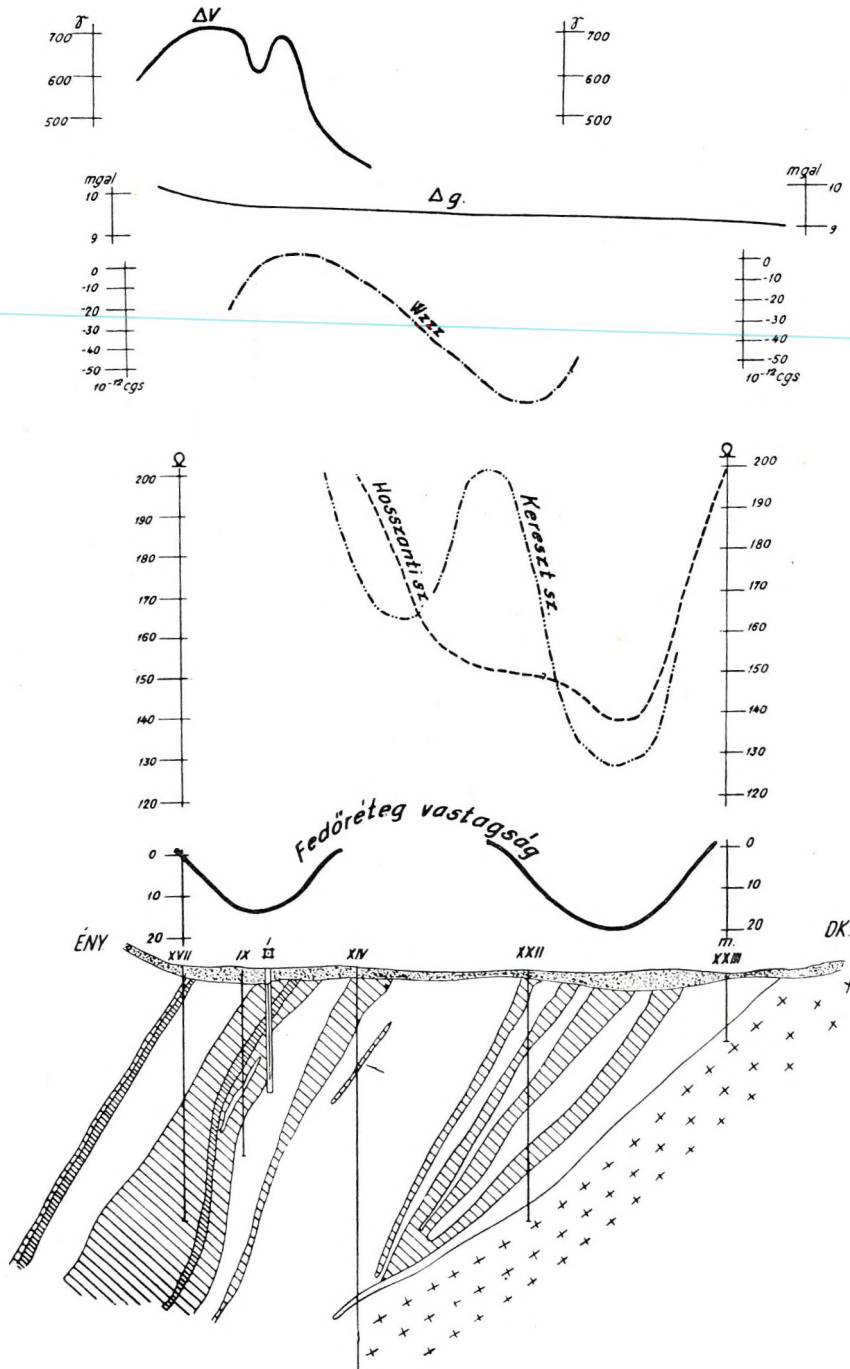


6. ábra

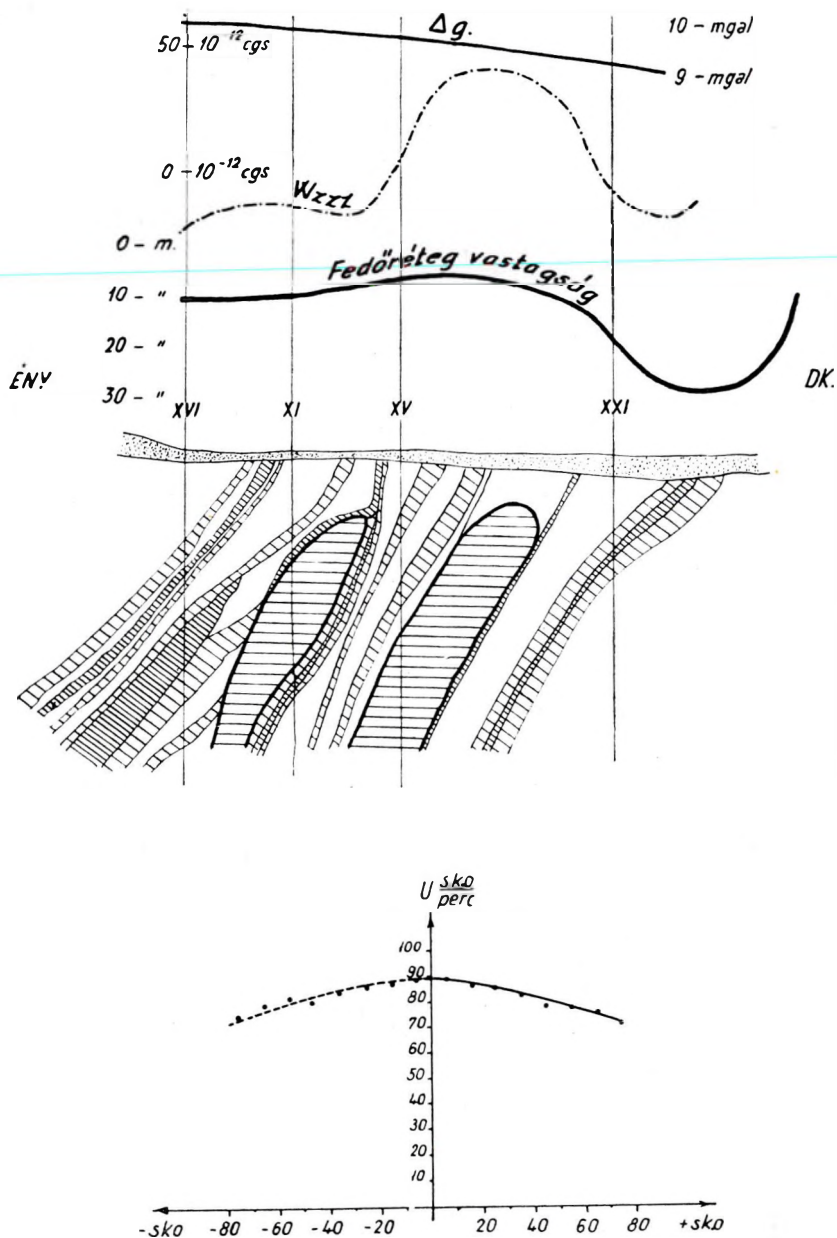
vény a XVII, XIV, XXII, XXIII. sz. fúrásokon, a déli III. sz. szelvény a XXVI, XI, XV, XXI. sz. fúrásokon halad át (6., 7., 8. ábra).

A földtani szelvény fölé rajzoltuk a gravitációs Δg görbét, a geoelektromos mérések izoohm-görbéit, a W_{zz} -görbét, a földmágnesség vertikális intenzitásának görbéjét és a fedőréteg vastagságának görbéjét ott, ahol ezek az adatok a szelvények mentén rendelkezésre álltak.

A I. szelvényen a Δg görbe enyhe, kb. 1 mgal-os minimumot mutat. A kereszt- és hosszanti szelvények szerint szerkesztett izoohm-görbék láthatóan nem egyeznek egymással, nem hozhatók összefüggésbe a tele-



7. ábra



8. ábra

pekkel, a keresztsszelvény görbájének minimuma a fedőréteg legvastagabb részével egyezik.

A II. sz. szelvényen a Δg görbe kb. 1 mgal esését látjuk DK-i irányban. Az ellenállási görbék egyöntetű minimumot mutatnak a legnagyobb fedőrétegvastagságnál, egymáshoz képest azonban itt is eltérő értékek tapasztalhatók a két izoohm-görbe között. Az alaphegység emelkedése az ellenállásgörbék DK-i irányú erős emelkedésében jelentkezik. A mágneses görbe csak kis szakaszon volt felrajzolható, a serpentinrétegek fölött 700 gamma körüli maximumot láthatunk. A W_{sz} -értékek a kivastagodó gipsztelepek fölött a szelvény DK-i részén minimumot mutatnak. A III. sz. szelvényen a Δg -értékek DK-i irányban 1 mgal értékkel csökkennek, a W_{sz} értékek maximuma a gabbró fölött jól mutatja az aránylag kisebb sűrűségű kőzetek közé benyomuló nagy sűrűségű felszinközeli gabbrótömeg gravitációs hatását.

A közölt térképek és a három szelvény megmutatja a geofizikai anomáliák és az anomáliákat okozó földtani szerkezetek, a különböző fizikai tulajdonságú kőzetek kapcsolatát. A hosszanti és kereszt szelvények mentén szerkesztett izoohm-görbék egymástól való eltéréseinek valószínű oka a kőzetek anizotrópiájában keresendő. Az ismertetett tapasztalatok a további kutatások tervezésénél és értékelésénél nyújthatnak hathatós segítséget.

V. ÖSSZEFOGLALÁS, JAVASLATOK

A Perkupán feltárt gipsz-anhidrit telepek új ásványi nyersanyagokkal gazdagították országunkat. A felfedezés legfontosabb népgazdasági jelentősége, hogy sok új iparág fejlődésének lehetőségei teremthetnek meg.

Már eddig is hatalmas gipsz-anhidrit ásványvagyonunk van, pedig a telepek még nincsenek lehatárolva. Mindezeket figyelembe véve nyilvánvaló, hogy a gipsz-anhidrit kutatás fontos feladat marad továbbra is. A folytatandó kutatások nemcsak készletnövekedéssel járnak majd, hanem a kutatások esetleges más hasznosítható nyersanyagok felfedezését is elősegítenék és gazdagodnának tudományos, földtani ismereteink is ezen a bonyolult szerkezeti felépítésű területen.

Geofizikai szempontból már az eddigi vizsgálatok is sok érdekes tapasztalatot szolgáltatottak. A geofizikai módszerek alkalmazása, mint láttuk, nagy körültekintést igényel és az értelmezést a földtani viszonyok figyelembevételével kell elvégezni. Bármilyen nehéz is a feladat, de talán nemzetközi viszonylatban is egyedülálló a Perkupa környéki, geofizikai módszerekkel végzett gipszkutatás, ezért is a mérések kiterjesztésével érdemes továbbra is foglalkozni.

Tanulmányunk célja az volt, hogy összefoglaljuk mindazt, amit a perkupai gipszkutatás során földtanilag, geofizikailag megismertünk és hogy felhívjuk a figyelmet a továbbkutatás szükségességére.

Összefoglalóan a következő megállapításokat tehetjük:

A gipsz-anhidrit üledékes eredetű.

Két fő típust különböztetünk meg: az agyagpala-zárványos és dolo-mit-zárványos gipszet és anhidritet.

Az említett fő típusokon belül minőségi és összetételi elhatárolások vannak: elsődleges származék az anhidrit, míg a gipsz másodlagos eredetű, vízfelvétel útján keletkezik.

Kimutatható, hogy a gipsz a pikkelyek határán és a felszín közelében helyezkedik el. Az anhidrit-arány a mélység felé növekszik.

Az összletben levő stagnáló vagy mozgó vizek nagy elektrolit-tartalmúak.

Szingenetikus és másodlagos hidrotermális ércesedés (pirit, hematit, magnetit) lépten-nyomon felfedezhető.

A terület szerkezetileg igen bonyolult, különböző tektonikai fázisok során többszörösen egymásra pikkelyeződött. Meddő és hasznos anyagú pikkelyek következnek egymás után, és csapásirányban követik a Bódva-völgy irányát, Ny felé dölve.

A szerpentin és gipsz tektonikailag hasonlóan viselkedik, ezért a további kutatásokat megkönnyíti, hogy a szerpentin és gipsz együtt fordul elő. A nagy magnetittartalmú szerpentin mágneses mérésekkel kimutatható. A nagy mágneses anomáliákat a szerpentinben és diabázban mikroszkopikusan fellelhető magnetittartalom okozza.

Geofizikai szempontból az alábbi megállapításokat tehetjük:

A mágneses mérések geofizikai értelmezésénél a telepek helyzetét, dőlését figyelembe kell venni.

A gravitációs mérések értelmezésére jól alkalmazható a magasabb deriváltak módszere, mivel a felszínközeli nagyobb sűrűségű eruptív kőzetek elkülöníthetők a kisebb sűrűségű kőzetektől, jelen esetben a gipsztől, anhidrittől. Az anhidrit sűrűsége, mint láttuk, elég nagy, azonban éppen a felszínközeli szegény anhidrit-tartalom miatt a kisebb sűrűségű gipsz relatív minimumot indukálhat a W_{zz} -képpen.

Az elektromos ellenállásmérés abban az esetben volna alkalmazható, ha a gipszes, szerpentines rétegek nagyjából vízszintes településűek lennének, mint ahogy az az eredeti elképzelés volt. Mivel azonban a rétegek majdnem függőleges helyzetben követik egymást, az ellenállásmérésektől legfeljebb a magas víztartalmú fedőréteg vastagságváltozásainak kimutatását várhatjuk.

Mindezek ismeretében geofizikai továbbkutatási javaslatunk a következő:

a) *Mágneses mérések*

Részletesen felmérendő a Bódva-völgy a horizontális és vertikális mágneses intenzitás kimutatására. A két mágneses módszer alkalmazása lehetővé teszi a már eddig is bevált számítást a ható-alakulatok mélységére, szuszceptibilitására vonatkozóan. Elvégzendő az eddigi részletes mágneses mérések összekötése és a részletes mérések kiterjesztendők Perkupától nyugatra Tornakápolna környékére és a Jósza-völgyre is. A távolabbi környék felderítő jellegű mágneses mérésekkel kutatandó meg. Ezek a mérések esetleg feltételezhető vasérc-indikációk felderítését is szolgálnák.

b) *Gravitációs mérések*

Graviméterrel áttekintő méréseket javasolunk a Rudabánya környéki mérésekhez csatlakozva a csehszlovák határig. Részletes mérések szükségesek Eötvös-ingával vagy graviméterrel a perkupai, bódvarákói minimumon és a két minimum közti völgyszakaszon. Az értelmezéshez a W_{zz} -értékek kiszámítását és felhasználását szükségesnek tartjuk.

Gipszkutatás szempontjából a bódvarákói gravitációs minimumnak a perkupai analógia folytán komoly jelentősége lehet. A bódvarákói fúrások közül a 3. sz. fúrásban 66–69 m közt fehér kvarcerekkel átjárt piritszemekkel hintett zöldes márgaörledéket találtak gipszerekkel. Ugyanitt 72–75 m közt szürke pirites, gipszes ladin márgát harántoltak. A fúrást 106 m-ig mélyítették le. A szögligeti 2. sz. és 4. sz. fúrásban szintén megjelentek a gipszeres serpentinek, dolomitok, ill. gipszeres gabbróbrecsnás kőzetek. Az említett gipsznyomok arra mutatnak, hogy a közelben valahol a gipsz nagyobb telepben is előfordulhat, mert a perkupai tapasztalatok szerint a gipsztelepek megjelenése előtt a kőzetanyag mindig gipszerekkel volt átszőve.

c) *Elektromos kísérleti mérés.*

Tanulmányunkban nem tárgyaltuk az alsótelekesi és rudabányai fúrásokkal kimutatott gipsz-anhidrit indikációkat. Erre a területre kísérleti jellegű elektromos ellenállásmérést javasolunk. A mérést a fedővíz nem zavarná, s az esetleg itt kimutatható nagyobb gipsz-telepeket kedvezőbb viszonyok mellett lehetne bányával feltárni, mint Perkupán, mivel a feltételezett gipsz-anhidrit fölött a jósvavölgyi antiklinális területén nincs vízzel telt fedőréteg.

Mint látjuk, az aránylag kis terjedelmű, de még le nem határolt perkupai gipszelőfordulás területén is sok a tennivaló, de a távolabbi környezet megkutatására is szükség van a fontos ásványi nyersanyagok fokozott feltárása céljából. Reméljük, hogy hozzájárulhatunk a további kutatások sikeréhez tanulmányunkkal, amelyben az eddigi gipszkutatással kapcsolatos földtani ismereteinket és geofizikai tapasztalatainkat igyekeztünk összefoglalni.

I R O D A L O M

[1] *Balogh K.*: A Gömör–Tornai Karszt déli szegélye. Földtani Intézet Évi Jelentése. 1944-ről p. 51. 1944.

[2] *Balogh K.*: Adatok a Gömör–Tornai Karszt geológiájához. Földtani Intézet Évi Jelentése. B) Beszámoló a vitaülésről. 1948. 10. p. 117.

[3] *Balogh K.*: Az északmagyarországi triász rétegtana. Földtani Közöny. 1950. 80. p. 231.

[4] *Balogh K.*: Rudabánya környékének földtana. Földtani Intézet Évi Jelentése 1948-ról p. 21. 1952.

[5] *Balogh K.*: A rudabányai vasérvonulat hegységszerkezete. M. Tud. Akad. Műsz. Tud. Oszt. Közl. 1952. V. 3. p. 3.

[6] *Balogh K.*: Földtani tanulmányok Pelsőc környékén, továbbá Bódvaszilás és Jósvalő között. Földtani Intézet Évi Jelentése 1943-ról. 1953. p. 65.

[7] *Balogh K.* – *Pantó G.*: A Rudabányai-hegység földtana. Földtani Intézet Évi Jelentése 1949-ről. 1952. p. 135.

[8] *Balogh K.* – *Pantó G.*: Mesozoikum severniho Madarska a prilehlych cásti Johoslovenského Krasu. (Sbornik Ustr. Ust. Geol. XX. 1953. p. 613.

- [9] *Balogh K. – Pantó G.*: Földtani vizsgálatok Nekézseny környékén. Földtani Intézet Évi Jelentése 1953-ról. 1954. I. p. 17.
- [10] *Banai Gy. – Oszlaczky Sz.*: Jelentés az 1952. évben Perkupa környékén végzett Eötvös-inga mérésekről. Geofizikai Int. jelentése 1953.
- [11] *Fekete J.*: A MÁVAG részére 1938-ban végzett földmágneses mérések és azok eredményei. Jelentés az Eötvös L. Geof. Int. működéséről 1936–38. 1939. p. 35.
- [12] *Fekete J.*: A MÁVAG részére 1938-ban végzett elektromos mérések eredményeiről. Jelentés az Eötvös L. Geof. Int. működéséről 1936–38. 1939. p. 53.
- [13] *Földvári A.*: Szendrő, Meszes és Abod közti terület földtani viszonyai. Földtani Intézet Évi jelentése 1936–38-ról. 1942. II. p. 819.
- [14] *Haáz I. B.*: Jelentés a m. kir. báró Eötvös L. Geofizikai Intézet által 1938. évben a m. kir. áll. Vas-, Acél- és Gépgyár Diósgyőr megbízásából Martonyi és Tornaszentandrás környékén végzett földmágneses mérések eredményeiről. (Kézirat) 1938.
- [15] *Haáz I. B.*: Bódvarákó vidékén végzett földmágneses mérések. Geofizikai Intézet jelentése, 1949.
- [16] *Haáz I. B.*: 1949–50-ben a Bódva-völgyben végzett földmágneses mérések. Geofizikai Intézet jelentése, 1950.
- [17] *Haáz I. B.*: Jelentés a Bódvaszilas és Szendrő vidékén 1950. március 5. és június 11. között végzett földmágneses kutató felvételek eredményeiről. Geofizikai Intézet jelentése. 1951.
- [18] *Haáz I. B.*: A bódvarákói II. sz. fúrás kitűzése és a vele kapcsolatos földmágneses mérések. Geofizikai Intézet jelentése, 1950.
- [19] *Haáz I. B.*: Földmágneses mérések Uppony, Rudabánya és a Bódva-völgy vidékén. Geofizika az ásványi nyersanyagkutatás szolgálatában. A M. All. E. L. Geofizikai Int. kiadványa. 1955. p. 39.
- [20] *Jaskó S.*: Tektonische Beobachtungen in der Umgebung des Eisenerzvorkommens von Martonyi. Mitt. der Berg. u. Hüttenm. Abteilung, Sopron XII. 1940.
- [21] *Jaskó S.*: Hegyszerkezzettani megfigyelések a martonyi vasércelőfordulás környékén. Mat. Term.-tud. Ért. 1941. 60. p. 519.
- [22] *Jaskó S.*: A Darnó-vonal. Földtani Intézet Évi Jel. B) Beszámoló a vitailésről. 1946. 8. p. 63.
- [23] *Koch A.*: A Rudabánya–Szentendrési hegyvonulat geológiai viszonyai. Mat. Term. Tud. Ért. 1904. 22. p. 132.
- [24] *Mészáros M.*: Előzetes jelentés a perkupai gipszkutatásról. Földtani Intézet Évi Jelentése 1953-ról. 1954. I. p. 277.
- [25] *Mészáros M.*: A perkupai gipsz-anhidrit előfordulás összefoglaló földtani jelentése és készletszámítása. (Kézirat.) 1957.
- [26] *Pantó G.*: Összefoglaló földtani jelentés a Rudabánya környéki vasérc-kutatásokról. Kézirat. 1955.
- [27] *Pantó G. – Földváriné Voogl M.*: Natrongabbró a Bódva-völgyben. Földtani Intézet Évkönyve. 1950. 39. 3. füzet.
- [28] *Pálffy M.*: A Rudabányai-hegység geológiai viszonyai és vasérctelepei. Földtani Intézet Évkönyve. 1924. 26. 2. füzet.
- [29] *Pekár D.*: Jelentés az 1924-ben Tornakápolna, Tornaszentandrás és Martonyi községek vidékén végzett földmágneses mérésekről. Kézirat. 1924.
- [30] *Sajti L.*: Jelentés a Perkupa környékén végzett ellenállásmérésről. Kézirat. 1954.
- [31] *Schmidt R. – Gerő L.*: Jelentés a m. kir. báró Eötvös L. Geofizikai Intézet által az 1938. évben Rudabánya–Bódvarákó–Komjáti vidékén végzett elektromos mérések eredményeiről. Kézirat. 1938.
- [32] *Szilárd J.*: Geofizika az érc kutatás szolgálatában az Északi Középhegység ércterületein. Geofizika az ásványi nyersanyagkutatás szolgálatában. Geofizikai Int. kiadása. 1955. p. 33.
- [33] *Oszlaczky Sz.*: Jelentés a Bódva-völgyben az 1950. évben végzett Eötvös-inga mérésről. 1951.
- [34] *Vitális I.*: A Bódva–Tornaköz környékének földtani viszonyai. Földtani Intézet Évi jel. 1907-ről. 1909. p. 45.

J. GÁLFI—M. PÁLOS

REFRACTION PROFILE FOR EARTHCRUST-RESEARCH IN THE HUNGARIAN BASIN

The first measurement, exploring the structure of the earthcrust in Hungary, was carried out in the eastern part of the Great Hungarian Plain, on a 120 km long profile, extending between Hajduszoboszló and Törtel. Using 40–800 kg of dynamit for each explosion, they obtained good arrival times from the surface of the granitoid zone and weaker ones from the Mohorovičić-discontinuity. Travel time equations, the boundary velocities (Table 3), further the thickness and the depths of the layers are published.

According to the measurements the average thickness of the granitoid zone is about 11 km, and that of the gabbro zone 4,5 km. The average thickness of the crust — the depth of the Mohorovičić discontinuity — represents a relatively small value: 22 km. According to the measurements, there is a regional dip from Hajduszoboszló in the direction of Törtel.

REFRAKCIÓS KÉREGKUTATÓ SZELVÉNY A MAGYAR MEDENCÉBEN

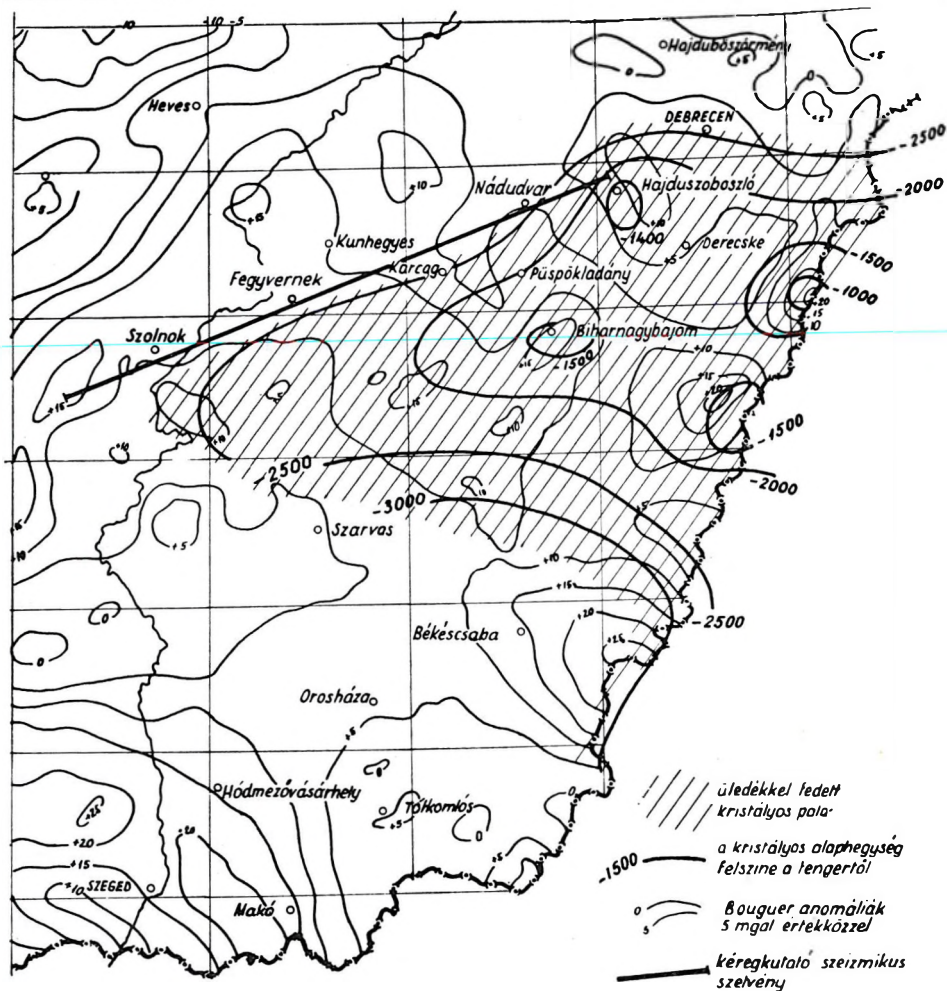
GÁLFI JÁNOS—PÁLOS MIKLÓS

Dolgozatunkban azokról a kéregkutató kísérleti refrakciós mérésekről számolunk be, amelyeket 1958-ban az *Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézetben* végeztünk. Célunk az volt, hogy az eddigi reflexiós mélyszondázási méréseket [2] refrakciós vizsgálatokkal egészítsük ki, hazai viszonylatban is meghatározzuk a mélyebb kéregösszletre jellemző longitudinális sebességeket, és végül, hogy a refrakciós kéregkutató hazai alkalmazhatóságára vonatkozóan adatokat kapjunk.

Méréseinket a várható mélységviszonyoknak megfelelő, mintegy 120 km hosszúságú *Hajduszoboszló—Törtel* vonalban hajtottuk végre. E vonal kijelölésénél figyelembe vettük a korábban végzett geofizikai vizsgálatok eredményeit, és a rendelkezésünkre álló földtani adatokat (1. ábra). Vonalunk feltételezhetően törésmentes krétaflis alaphegység fölött halad át, és párhuzamos a közelítően ÉK—DNy-i irányú gravitációs minimum-vonulattal, valamint a Tiszántúl középső részén kiemelkedő kristályos alaphegység-tömb északi peremével [4].

Két robbantópontban (Hajduszoboszlón és Szolnokon) összesen nyolc robbantást végeztünk. A robbantásokat 1125—1150 m hosszú szakaszokon észleltük, 50 m-es szeizmométerközökkel. Az egyes robbantások, illetve észlelések jellemzői az 1. táblázatban találhatók.

A kézirat 1959. április 13-án érkezett.



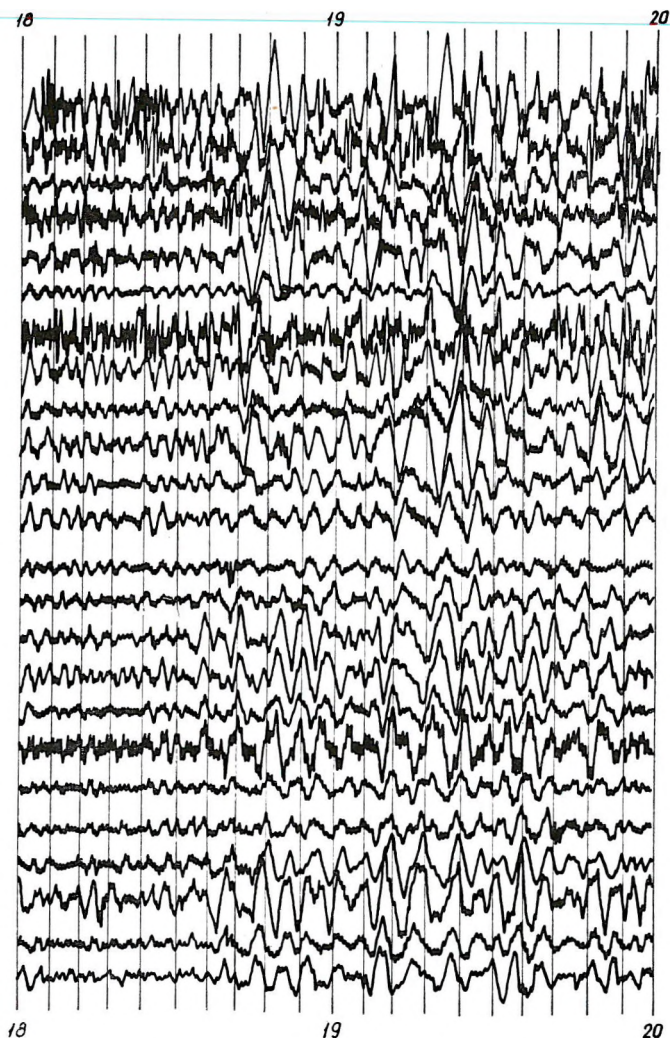
1. ábra. Helyszínrajz

1. táblázat

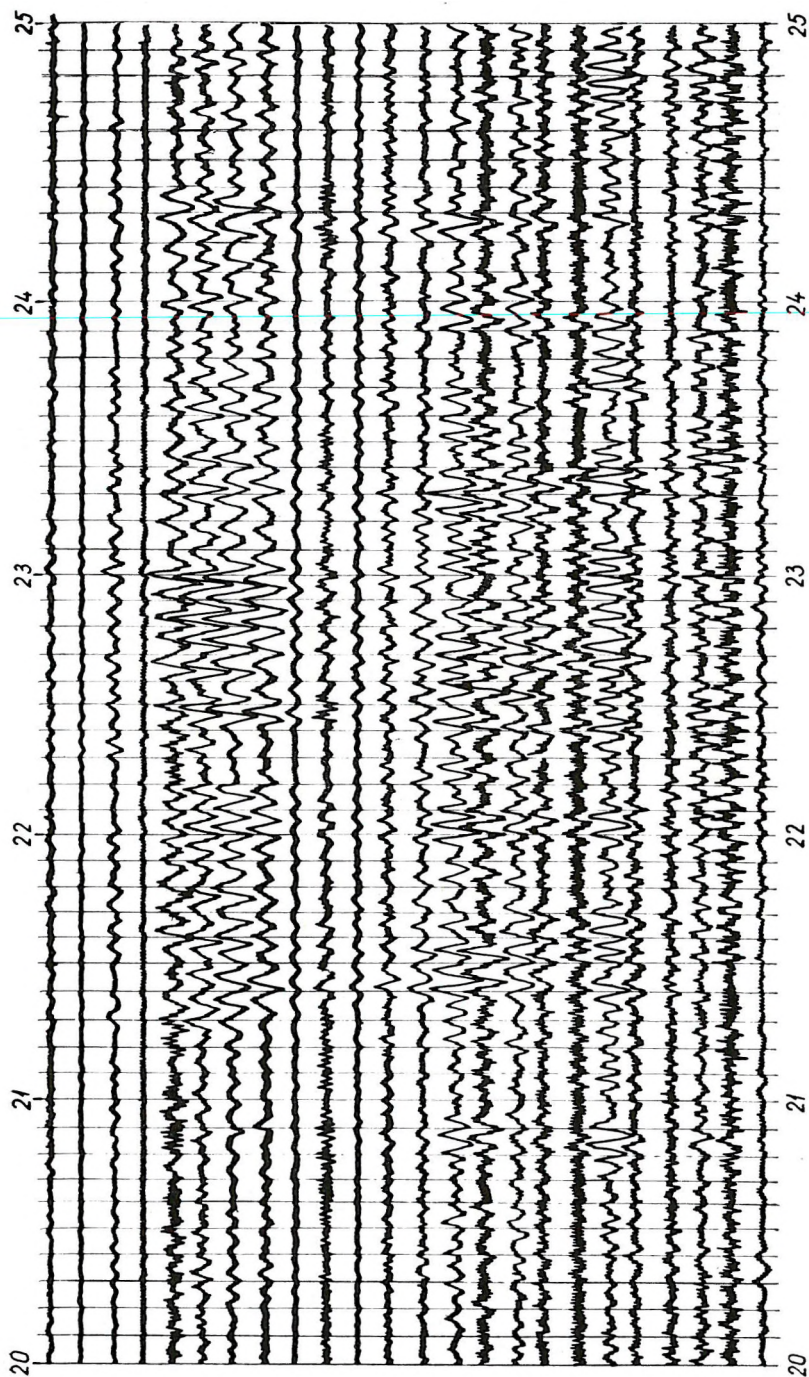
Felv. száma	Robbantás helye	Töltet kg	Lyu-kak száma	Mély-ség m	Észlelés helye	Δx km
1.	Szoboszló	800	5	25	Törtel	116,05
2.	Szoboszló	350	1	35	Szolnok	99,0
3.	Szoboszló	300	7	20	Fegyvernek	68,6
4.	Szolnok	300	2	25	Szoboszló	99,0
5.	Szolnok	100	2	20	Nádudvar	82,0
6.	Szolnok	120	2	20	Karcag	60,1
7.	Szolnok	50	1	25	Fegyvernek	29,3
8.	Szolnok	40	1	30	Törökszentmiklós	19,2

Az észlelést hazai gyártású 26 csatornás berendezéssel végeztük, 7 cps sajátfrekvenciájú vertikális szeizmométereket használtunk, széles-sávú átvitellel. A dinamikus korrelálás érdekében nem alkalmaztunk erősítés-szabályozást. Ezt a lehetőséget azonban — mivel rendszeres amplitudó-hitelesítésre nem volt módunk — csak kisegítésképpen és kvalitatíve használtuk ki.

Két tipikus szeizmogramot a 2a és a 2b ábrában mutatunk be. A 2a ábra az 1. táblázat 1., a 2b ábra pedig az 1. táblázat 2. alatti robbantás alkalmával felvett szeizmogram.



2a ábra. A törtéti szeizmogram refrakciós beérkezéseket tartalmazó részlete (Robbantás Hajdúszoboszlón)



2b ábra. A szolnoki szeizmogram refrakciós beérkezéseket tartalmazó részlete (Robbantás Hajdúszoboszlón)

A beérkezési idők megállapítását, kiolvasását és minősítését a szeizmológiában szokásos módon végeztük. Értékelésünk során az egyes szakaszokon észlelt refrakciós beérkezési időket (T) az x távolságadattól függőnek tekintve kiegyenlítettük, és meghatároztuk a szakaszra jellemző menetidő-egyenletet ($t = x/V_h + b_h$). 2. táblázatunk tartalmazza a beérkezési időket (T_x), a helyi sebességeket (V_h) és a helyi ordinátamet-szet-értékeket (b_h). Egy-egy szakaszra vonatkozóan csak egy — kiegyenlített — beérkezési időt tüntettünk fel, amely a menetidő-egyenest a táblázatban megadott x -abszcisszájához tartozik.

2. táblázat

x km	T_h s	V_x km/s	b_h s	Felv. szám	Minőség*	Felt. refraktáló határfelület
19,2	5,35	5,0	1,70	8.	e	alaphegység
	5,82	6,0	2,85		e	gránit
29,3	7,45	5,2	2,38	7.	i	alaphegység
	7,52	5,9	2,55		i	gránit
60,1	12,90	nyom	—	6	e	gránit
	13,90	6,6	4,77		i	gabbro
	14,04	7,2	5,72		i	gabbro 2. f.
	14,50	7,4	6,30		e	?
68,6	13,86	6,0	2,40	3.	i	gránit
	14,60	6,6	4,40		i	gabbro
	15,24	8,1	6,77		i	peridotit 2. f.
82,0	16,35	nyom	—	5.	e	gránit
	16,95	6,9	4,78		e	gabbro
	17,12	7,2	5,77		i	gabbro 2. f.
99,0	18,70	7,2	?	2.	e	peridotit
	19,20	7,7	?		i	gabbro
	19,35	5,8	2,40		e	gránit
	21,13	6,0	?		e	alaphegység
99,0	18,70	nyom	—	4.	e	peridotit
	19,20	nyom	—		e	gabbro
116,05	20,80	nyom	—	1.	e	peridotit
	21,36	8,0	6,87		e	peridotit 2. f.
	22,22	6,7	4,78		i	gabbro
	22,38	6,8	5,40		i	gabbro 2. f.
	23,18	7,3	7,20		i	?
	24,20	?	?		e	alaphegység

* e [bizonytalan beérkezés;
i [határozott beérkezés.

A beérkezési idők korrelálásához — annak eldöntéséhez, hogy milyen beérkezési idők származnak azonos határfelületen refraktált hullámoktól — a V_h és a b_h értékeket használtuk fel, amelyeknek ugyanarra a határfelületre vonatkozóan kisebb szórást kell mutatniuk. Korrelációnkat alátámasztottuk a beérkezések amplitudójának összehasonlításával is. A gránitos-öv felső határfelületén refraktált hullámok helyi sebesség-értékei jó egyezést mutatnak. A Conrad-diszkontinuitáson refraktált hullámokat nagy energiájuk révén tudtuk korrelálni, s ezzel kapcsolatosan megemlítjük, hogy az 1. táblázatban 6. 5. és 1. alatt fel-

tüntetett felvételekben az első, igen erős impulzust követően egy második, hasonló intenzitású impulzus is jelentkezett. A második impulzusokból adódó helyi sebességek 7,2, ill. 6,8 km/s értéke valamivel nagyobb, mint az első impulzusokból számítottaké. Az első és a második impulzusok közötti időkülönbség rendre 0,14, 0,17 és 0,16 s volt.

Táblázatunkban nem szerepelnek a törökszentmiklósi (1. táblázat 8.) és a fegyverneki (1. táblázat 7.) felvételben jelentkező késői — a fiatal-korú üledékek határfelületéről származó — refrakciós beérkezések. Bár végleges kiértékelésünkben ezek az adatok csak közvetve játszottak szerepet, mégis megemlítjük, hogy az öt-öt késői beérkezés közül csak egyet tudunk megbízható módon korrelálni ($V = 1,7$ km/s), míg a többi négy-négy beérkezés helyi sebességértéke viszonylag nagy szórást mutatott.

A Mohorovičić-diszkontinuitásról származó refrakciós beérkezések már kevésbé határozottak. A szolnoki robbantások észlelése során (l. az 1. táblázatot) csak a hajdúszoboszlói felvételben találtunk feltételezhetően a Mohorovičić-diszkontinuitásról származó refrakciós beérkezést, de ellenirányban is — a szolnoki és a törteli felvételben — csak gyenge impulzusok jelzik e hullámcsoporthoz első fázisát. A hajdúszoboszlói robbantások fegyverneki és törteli észlelése során (1. táblázat 3. és 1. alatti felvételek) azonban 15,24, ill. 21,36 s-nál jelentkező erősebb beérkezéseket találunk. Ezeket a Mohorovičić-diszkontinuitáson refraktált hullámok egy későbbi fázisaként értelmeztük.

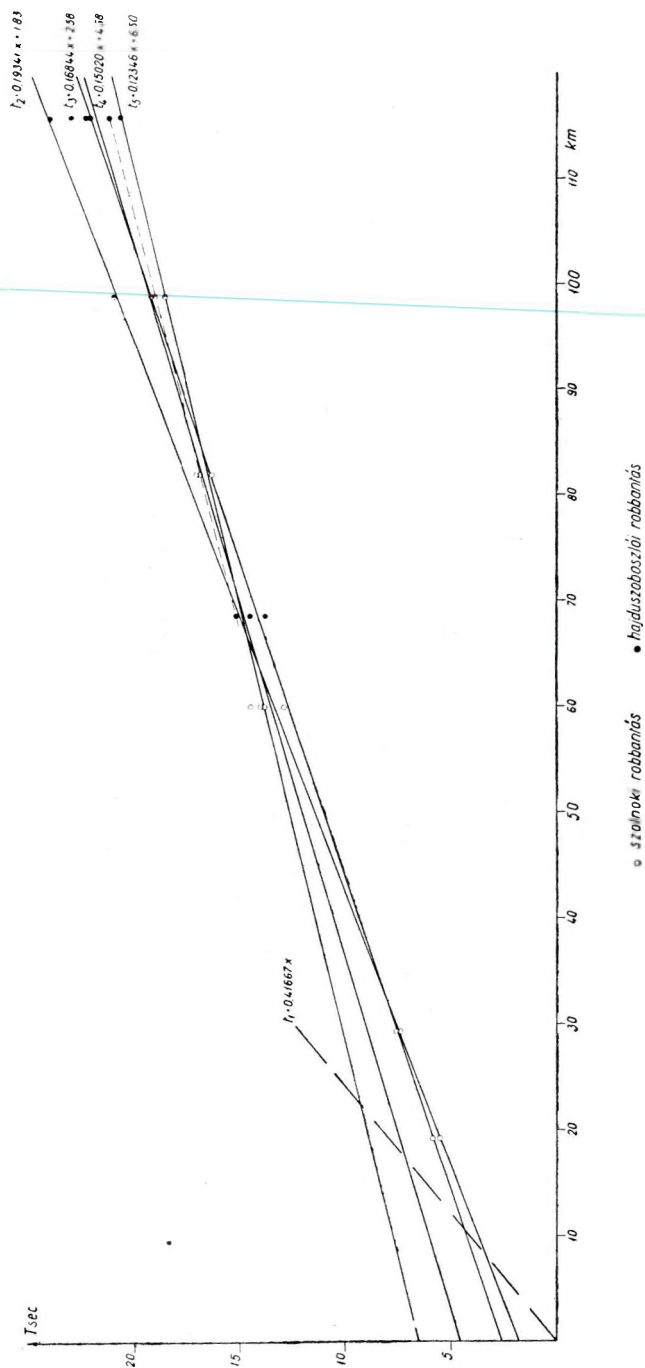
A karcagi felvételben (1. táblázat 6.) 14,50 s-nál és a törteli felvételben (1. táblázat 1.) 23,18 s-nál jelentkező beérkezéseket jelenlegi adataink birtokában nem tudtuk értelmezni.

A kéregkutatásban alkalmazott refrakciós mérések feladatköre elsősorban a sebességviszonyok és a kéregszerkezetre jellemző átlagos mélységi adatok meghatározása. E megfontolás alapján és figyelembe véve azt is, hogy mérési vonalunknak mindössze nyolc pontján végeztünk észlelést, célszerűnek látszott a rendelkezésünkre álló észlelési adatok együttes értékelése. A különböző x -távolságokban regisztrált T_x beérkezési időket az észlelési iránytól függetlenül egyetlen menetidő-diagramban ábrázoltuk. Ily módon — figyelmen kívül hagyva a határfelületek esetleges dőlését — az átlagos időegyenleteket határoztuk meg.

3. táblázat

Időegyenlet	V km/s	m_a s/km	m_b s	m_T km/s
$0,19341x + 1,83$	5,2	0,0010	0,08	0,03
$0,16844x + 2,58$	5,9 (P)	0,0025	0,17	0,09
$0,15020x + 4,58$	6,65(P^*)	0,0053	0,46	0,23
$0,12346x + 6,50$	8,1 (P_n)	—	—	—

A 3. táblázat 1. oszlopában közölt $T = a \cdot x + b$ típusú menetidő-egyenletek $a = 1/V$, b , és V állandóit a megfelelő időadatokat kiegyenlítésével határoztuk meg. Táblázatunk második oszlopa a V határsebes-



3. ábra. Egyesített menetidő-diagram

ségeket, a következő oszlopok pedig az a , b és V mennyiségek középhibáit tartalmazzák.

Negyedik egyenletünket három észlelés alapján határoztuk meg (1. táblázat 1., 2. és 4. felvétele), ezek közül azonban két észlelés távolságkoordinátája és időadata egyenlő volt (1. táblázat 2. és 4. felvétele). Hibaszámítást így nem végeztünk, feltételezzük azonban, hogy a hibák ugyanolyan nagyságúak, mint a többi egyenlet esetében.

A fiatalokú üledékekre jellemző vertikális átlagsebesség (\bar{V}_1) meghatározásához a korábban végzett hajdúszoboszlói¹ és szolnoki² ipari refrakciós mérések eredményeit használtuk fel. E refrakciós mérések adataiból számított átlagsebességeket összehasonlítottuk a hajdúszoboszlói és a szolnoki ipari reflexiós mérések $t_0 - \bar{V}$ diagramjaival is. Az összehasonlítás azt mutatta, hogy a fiatalokú üledékeknél nem kell számolnunk lényegesebb anizotrópiával.

\bar{V}_1 értéke a különböző meghatározások szerint 2,34 km/s és 2,45 km/s határok között változott: számításainknál az átlagos 2,40 km/s értéket használtuk.

Rétegvastagságokat (h_i) és mélységeket (H_i) — horizontális rétegződést tételezve fel — a kiegyenlített menetidő-ágakból kapott V_i határsebességek és b_i ordinátametszetek felhasználásával a

$$b_n = \sum_{i=1}^{i=n-1} (h_i/V_i) [1 - (V_i/V_n)^2]^{\frac{1}{2}}$$

összefüggésből számoltunk. Eredményeinket — a középhibákkal együtt — a 4. táblázatban foglaltuk össze.

4. táblázat

Réteg	h km	Határfelület	H km
Fedőhegység	$2,17 \pm 0,1$	Krist. alaphegység	$2,47 \pm 0,1$
Krist. alaphegység	$3,85 \pm 0,8$	gránit	$6,32 \pm 0,8$
Gránitos-öv	$11,13 \pm 2,6$	Conrad-diszkontinuitás	$17,45 \pm 2,7$
Gabbro-öv	$4,77 \pm ?$	Mohorovičić-diszkontinuitás	$22,22 \pm ?$
Peridotit-öv			

Táblázatunk szerint a kristályos alaphegység felszínének mélységére kereken 2,5 km adódott. Mint az alábbiakból kitűnik, ezt az eredményt a korábbi geofizikai mérések és a szóban forgó területre vonatkozó földtani vizsgálatok is alátámasztják.

¹ Hajdúszoboszló környéki szeizmikus mérés, 1949. Geofizikai Intézet jelentése.

² Szolnok környéki szeizmikus mérés, 1957. Kőolajipari Tröszt, Szeizmikus Üzem jelentése.

1. A hajdúszoboszlói gravitációs maximum környékén 1949-ben végzett refrakciós mérések során a legalsó refraktáló határfelület 1,5 km körüli mélységben 4,9 km/s, ill. 5,2 km/s sebesség-értékkel jelentkezett. E két sebességet, ill. határfelületet mélyfúrási adatok alapján a mezozóos, ill. a kristályos alaphegység felszínével azonosítottuk.

2. A szolnoki refrakciós mérések szerint a legalsó refraktáló határfelület — sebességértéke 4,9 km/s — mélysége 2,0 és 2,4 km között változott. Ez a határfelület a mozozóos (kréta) alaphegység felszínével azonosítható.

3. A debreceni mélyfúrás 2015 m, a legmélyebb szolnoki fúrás közel 2500 m, a törteli mélyfúrás pedig 1797 m mélységben nem érte el a kristályos alaphegységet. A fenti adatok alapján a kristályos alaphegység Tiszántúl középső részén kiemelkedő tömbjének északi peremét *Debrecen*—*Szolnok* vonalában lehet megjelölni [4].

A kéregkutató refrakciós mérésekkel meghatározott kereken 2,5 km-es mélység megfelel annak, hogy mérési vonalunk a kristályos alaphegység kiemelkedő tömbjétől északra eső területen halad át: *Debrecen*—*Szolnok* vonalában.

Táblázatunkkal kapcsolatosan megemlítjük még, hogy fedőhegység elnevezéssel a kristályos alaphegységet borító fiatalkorú, ill. fiatalkorú és mezozóos rétegösszletet jelöltük. Értékelésünk során — célkitűzésünknek megfelelően — a kristályos alaphegységet helyenként néhány száz méter vastagságban borító mezozóos rétegösszletet, mint külön réteget nem vettük figyelembe.

Feltételezve a rétegsebességek és a refrakciós úton meghatározott határsebességek azonosságát, kéregmodellünk lehetőséget nyújt a vertikális átlagsebesség (\bar{V}) meghatározására.¹ Célszerűnek látszott \bar{V} értékét a fedőhegység fekvőjével, — azaz a kristályos alaphegységgel — kezdődő rétegsorra vonatkozóan megállapítani. Az így számított értékeket az 5. táblázat harmadik oszlopa tartalmazza.

Táblázatunk első oszlopában a kéregkutató refrakciós mérésekből adódó kristályos alaphegység-felszínre ($H = 2,47$ km) redukált értékeket tüntettük fel, míg a második oszlop a hajdúszoboszlói 1,3 km-es kristályos alaphegység-felszínre vonatkozó értékeket tartalmazza.

5. táblázat

Réteg	Határfelület mélysége, km		V km/s
	átlagérték	Hajdúszoboszló	
Krist. alaphegység	$3,85 \pm 0,8$	$3,02 \pm 0,9$	5,2
Gránitos-öv	$14,98 \pm 2,7$	$16,15 \pm 2,8$	5,7
Gabbro-öv	$19,75 \pm 2,9$	$20,95 \pm 3,0$	5,9
Peridotit-öv			

¹ Feltételezésünket alátámasztják a hajdúszoboszlói és a szolnoki refrakciós, ill. reflexiós mérési eredmények összehasonlításából kapott értékek, amelyek azt mutatják, hogy a felső rétegekben nincs lényeges különbség a réteg és a határsebességek között.

A vertikális átlagsebesség értékének ellenőrzésére és a reflexiós, ill. refrakciós úton meghatározott rétegmélységek összehasonlítására a szelvényünk hajdúszoboszlói végpontja közelében végzett mélyreflexiós mérés adatait használtuk fel. Egy előzetes közlemény [3] szerint, Hajdúszoboszlón határozott reflexió jelentkezett 7,45 s-nál és 8,62 s-nál, amelyeket a *Conrad*-, ill. a *Mohorovičić*-diszkontinuitásról visszavert hullámok beérkezéseként magyarázhatunk. A mélységszámításhoz a kristályos alaphegység felszínére redukált beérkezési időket használtuk fel. Az első reflektáló határfelület mélységére 17,9 km, a másodikra pedig 21,8 km adódik, tehát *a refrakciós és a reflexiós mérésekből kapott értékek a hibahatáron belül egyeznek.*

A gabbróöv vastagsága közvetlenül számítható a két reflexiós beérkezési idő különbségéből:

$$h = 0,58 (6,65 \pm 0,23) = 3,9 \pm 1,3 \text{ km,}$$

ami szintén egyezik a refrakciós méréseinkkel meghatározott 4,77 km-es értékkel. A fentiek szerint igazoltnak tekinthetjük azt a feltevésünket, hogy — mint a fiatalokú üledékek esetében — a mélyebb kéregben sem szükséges különbséget tennünk a réteg- és a határsebesség-értékek között.

Az előzőekben ismertetett refrakciós mérések elsősorban az átlagos kéregszerkezeti viszonyokról nyújthatnak felvilágosítást, mégis indokoltnak látszik e mérések részletesebb elemzése, amiből a *Conrad*-határfelület emelkedésére következtethetünk, Szolnoktól ÉK-i irányban. Mérési eredményeink részletesebb elemzése során mindenekelőtt a *Conrad*-diszkontinuitás refrakciós úton végzett meghatározásának pontatlanságát vettük figyelembe. Mint 3. és 4. táblázatunk mutatja, a *Conrad*-diszkontinuitásról származó refrakciós beérkezések kiegyenlítésénél az ordinátametszet érték középhibája ($m_b = 0,463 \text{ s}$) — amely a gránitvastagság és a *Conrad*-diszkontinuitás mélységének meghatározását is bizonytalanná teszi — igen nagy.

További következtetésekre nyújtanak lehetőséget a különböző észlelési pontokon a modell alapján számított (T_m) és a ténylegesen észlelt (T_e) refrakciós beérkezések közti időkülönbségek (ΔT), amelyeket a 6. táblázatban tüntettünk fel.

6. táblázat

	Karcag	Nádudvar	Hajdúszoboszló	Fegyvernek	Szolnok	Törtel
T_m s	13,61	16,00	19,45	14,88	19,45	22,01
T_e s	13,90	16,95	19,20	14,60	19,20	22,22
ΔT s	— 0,29	— 0,05	+ 0,25	+ 0,28	+ 0,25	— 0,21

Azzal a plauzibilis feltételezéssel, hogy a ΔT időkülönbségek közelítésben a mélységváltozásokkal arányosak, táblázatunkból egyértelműen következik, hogy:

Szolnoktól Hajdúszoboszló irányában észlelve a Conrad-határfelület emelkedését, az ellenirányban végzett észlelések szerint a határfelület dőlését állapíthatjuk meg.

Következtetésünk összhangban áll a refrakciós beérkezési idők irányonként történő kiegyenlítésből kapott eredményekkel. A Conrad-diszkontinuitáson refraktált hullámok menetidő-egyenletei ugyanis:

ÉK—DNy-i irányban: $T = (0,15950 \pm 0,0023)x + 3,60 \pm 0,16$,

DNy—ÉK-i irányban: $T = (0,12093 \pm 0,0031)x + 5,46 \pm 0,22$.

A látszólagos sebességek értéke:

ÉK—DNy-i irányban: $V'' = 6,3 \pm 0,14$ km/s,

DNy—ÉK-i irányban: $V' = 7,2 \pm 0,17$ km/s.

Az észlelési irányonként rendelkezésünkre álló három-három időadat nem bizonyul elegendőnek a dölések, rétegvastagságok és mélységek pontosabb meghatározásához. Annyit azonban megállapíthatunk, hogy a kéregkutató refrakciós mérések részletesebb elemzése jó összhangban áll a refrakciós szelvényünk mentén végzett mélyreflexiós vizsgálatokból adódó következtetésekkel [2].

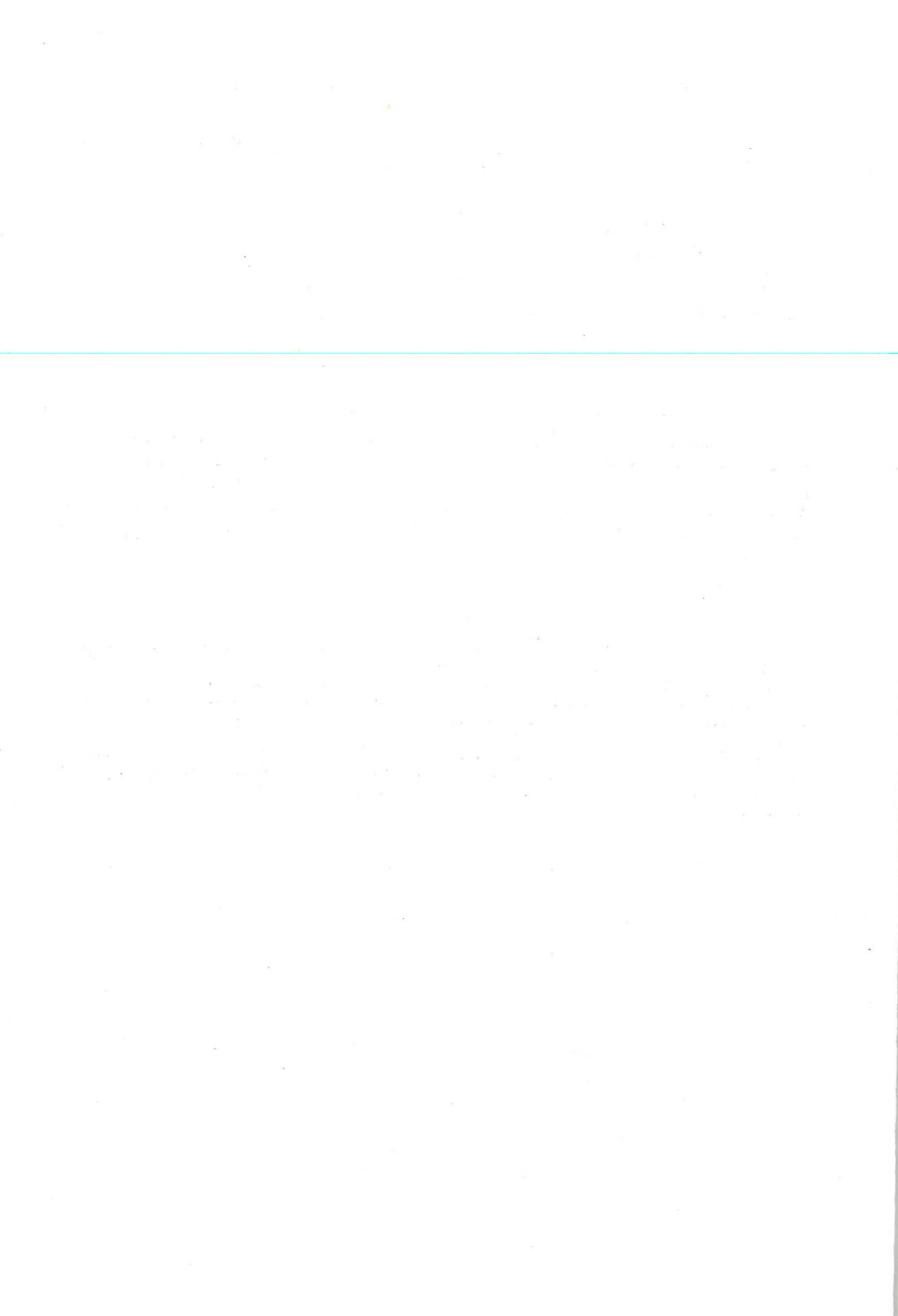
I R O D A L O M

1. Bisztricsány E.—Csomor D: Az 1956. január 12-i földrengés mikroszeizmikus adatainak feldolgozása és a Föld kérgének felépítése a Magyar Medencében. Geofizikai Közlemények 1957. VI. kötet 1. füzet 38. oldal.

2. Gálfi J.—Stegena L.: Szeizmikus reflexiós méréssel meghatározott néhány adat a földkéreg magyarországi részéről. — Geofizikai Közlemények, 1957. VI. kötet 1. füzet 53. oldal.

3. Gálfi J.—Stegena L.: Deep Reflection in the Environment of Hajdúszoboszló, North Eastern Hungary Acta Geologica 1956. IV. kötet 2. füzet 229. oldal.

4. Körössy L.: A Tiszántúl mélyföldtani viszonyai. Bányászati Lapok, 1957. 9. szám.



J. GÁLFI – L. STEGENA

DEEP REFLECTIONS AND THE STRUCTURE OF THE EARTH'S CRUST IN THE HUNGARIAN PLAIN

According to the data of the earlier and recent reflection investigations, the crust in Hungary is 24 km thick. The average thickness of the gabbro zone is 4–5 km. Proceeding inwards from the eastern and western borders of the Hungarian Plain, the crust becomes thicker. The results of the refraction and reflection crust-measurements show good agreement, and the data obtained from the evaluation of the earthquakes are also fitting well into the structure pattern obtained by these measurements.

MÉLYSÉGI REFLEXIÓK ÉS A FÖLDKÉREG SZERKEZETE A MAGYAR MEDENCÉBEN

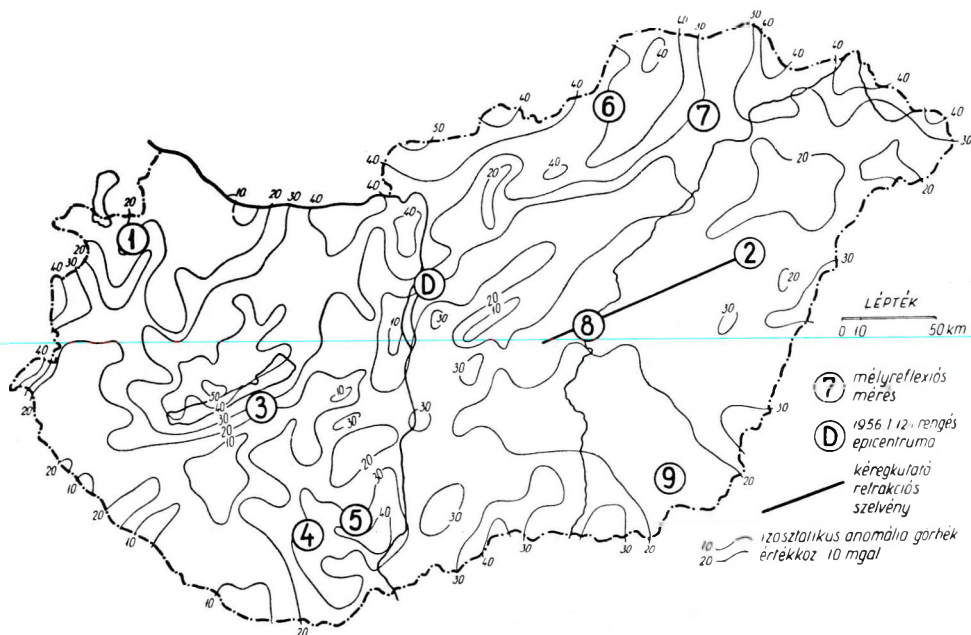
GÁLFI JÁNOS – STEGENA LAJOS

Az előző évek mélységi reflexiók kutatásait [1,2] tovább folytattuk a Nemzetközi Geofizikai Évben is. Dolgozatunkban újabb mérési eredményeinkről és valamennyi eddigi mérés együttes kiértékeléséről számolunk be.

Az újabb méréseket *Putnokon* (6), *Szerencs* vidékén (7) és *Szolnokon* (8) végeztük. *Tótkomlós* (9) mellett rendszeres terepmérés során a Kőolajipari Tröszt szakemberei észleltek mélységi reflexiót. A régebbi (1–5) és az újabb (6–9) mérések helyét Magyarország izosztatikus anomáliatérképén ábrázoltuk (1. ábra). A térkép a gravitációs hálózat újabb kiegyenlítése alapján készült [3], ezért némileg eltér az előző dolgozatunkban felhasznált izosztatikus anomáliatérképtől.

Újabb mérési anyagunk jellegzetes felvétele a *Szolnokon* (8) készült szeizmogram. 1,8–2,0 s között az alapközetről reflexió jelentkezik, majd üres sáv után 6,0 s körül észlelhető határozatlan beérkezés. 8,28 s-nál határozott beérkezés látható. Utána reflexiók nyomok. Kevésbé határozott, de fázisban jól követhető egy második mélységi reflexió 9,54 s-nál. Hajduszoboszlói mélyreflexiók szeizmogramjaink [1] hasonló szerkezetűek. Az alaphegységről érkező reflexió után ott is üres sáv következik, majd két mélységi reflexió (7,45 s és 8,62 s) beérkezéses sávot fog közre. Ezen az alapon korreláltuk a solnoki 8,28 s-os beérkezést a hajduszoboszlói 7,45 s-ossal, és hasonlóan a 9,54 s-os beérkezést a 8,62 s-ossal. A korábban érkező reflexiókat a *Conrad*-felületről, a későbbieket a *Mohorovičić*-felületről visszavert nyomáshullámok beérkezésének tekintjük. Ezt a feltevést megerősíti az 1958. évi kéregkutató refrakciós szeizmikus mérés [4] Hajduszoboszlón és Szolnokon is. Megjegyezzük még, hogy fel-

A kézirat 1959. április 22-én érkezett.



1. ábra

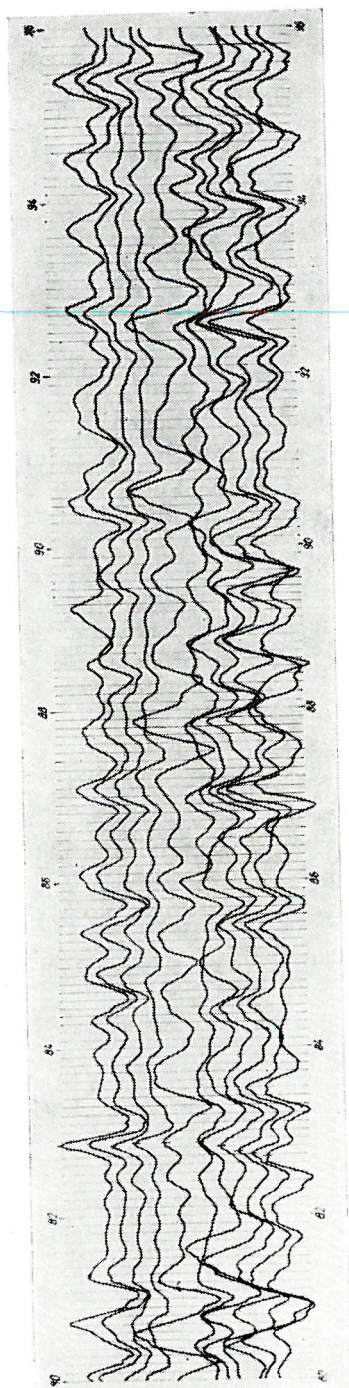
vételeinken reflexióisméltlődés nem mutatkozik. Így nem adódhat elő, hogy reverberációt mélységi reflexiónak minősítettünk volna. A szolnoki szeizmogram mélységi reflexiókat tartalmazó részét a 2. ábrán mutatjuk.

A *putnoki* szeizmogramokon alapkőzet-reflexió nem jelentkezik. 6,0 s-nál határozott beérkezés látható. Utána 7,45 és 8,55 s-nál fázisban jól követhető beérkezések mutatkoznak. A kettő között reflexiós nyomok vannak. A *szerencsi* szeizmogram hasonló: elmosódó beérkezés 6,0 s körül, jó fázistengelyű reflexiók 7,25 és 8,25 s-nál. Itt is reflexiós nyomok mutatkoznak közöttük. Illusztrációul egy *putnoki* szeizmogram mélyreflexiós szakaszát közöljük a 3. ábrán.

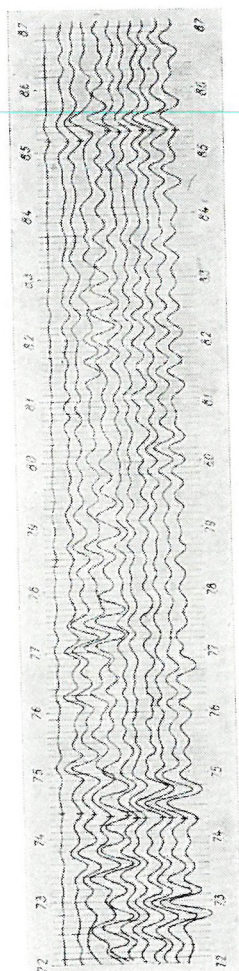
A *tótkomlói* felvételeken két jellegzetes, amplitudó-növekedéssel is kiemelkedő határozott fázistengelyű reflexió határol igen gyenge beérkezés-nyomokat tartalmazó sávot 7,30 s-tól 8,30 s-ig.

Az előbbieken vázolt indokok alapján az egyes felvételeken kiemelkedő két mélységi reflexió közül a korábbi a *Conrad*-felületről, a későbbit a *Mohorovičić*-felületről érkező reflexiónak tartjuk. A 6,0 s körüli beérkezés értelmezését egyelőre mellőztük.

Valamennyi felvételnél hazai gyártású szeizmikus berendezést használtunk alacsony sajátfrekvenciájú (7 cps) szeizmométerekkel. A szolnoki mérésnél csak felül vágó szűrést alkalmaztunk (60 cps határfrekvenciával), a többinél 30–40 cps csúcsfrekvenciájú rezonáns szűrést. Robbantáshoz 150–400 kg dinamitot töltöttünk 5–7 db egyenként 20 m-es lyukba, és a csoportot egy időben robbantottuk. A *tótkomlói* felvétel egy lyukban, néhány kg dinamit robbantásával készült.



2. ábra



3. ábra

A reflektáló felületek mélységének megállapítására a viszonylag laza fedőhegységet (agyagos-homokos terciér üledékek és vékony, kompaktabb mezozoikum) eltávolítva gondoljuk, azaz *számítás céljára a beérkezési időket a kristályos alaphegység felszínére vonatkoztatjuk*. A szükséges korrekciós adatokat az 1. táblázat tartalmazza. Megjegyezzük, hogy sem

1. táblázat

A mérés		Fedőhegység		Átfutási (korr.) idő
száma	helye	vastagság	átl. sebesség	
6.	Putnok	1,8 km	2,4 km/s	1,50 s
7.	Szerencs	1,8 „	2,4 „	1,50 „
8.	Szolnok	2,5 „	2,4 „	2,08 „
9.	Tótkomlós	1,5 „	2,4 „	1,25 „

Putnok, sem Szerencs vidékén nem állott rendelkezésre a kristályos alaphegység mélységének megállapítására fúrás vagy szeizmikus mérés, így a *Bouguer*-anomáliák figyelembevételével szomszédos területekről extrapoláltuk a korrigáláshoz szükséges mélység- és átlagsebesség-adatokat.

A kristályos alaphegységre és az alatta fekvő kőzetekre vertikális átlagsebességet állapítottunk meg, ez alkalommal már hazai mérés, a kéregkutató refrakciós mérés adatainak felhasználásával. E szerint [4] a kristályos alaphegységből és a gránitos övből álló összletre, tehát egészen a *Conrad*-felületig 5,7 km/s *vertikális átlagsebesség használható*. A gabbrióv vastagságának megállapítására a refrakciósan mért 6,65 km/s határsebesség mint rétegsebesség is megfelelő. Előző közleményünkben ismertetett méréseknél németországi sebességek felhasználásával számítottunk rétegmélységeket. Most valamennyi reflexiós időadatból újra számoltunk mélységet, hazai sebességadatokkal. Az időadatokat és a rétegmélységeket a 2. táblázat tartalmazza. Az időadatok korrigálatlanok, a rétegmélységek — ennek megfelelően — felszíntől számított mélységek. A ka-

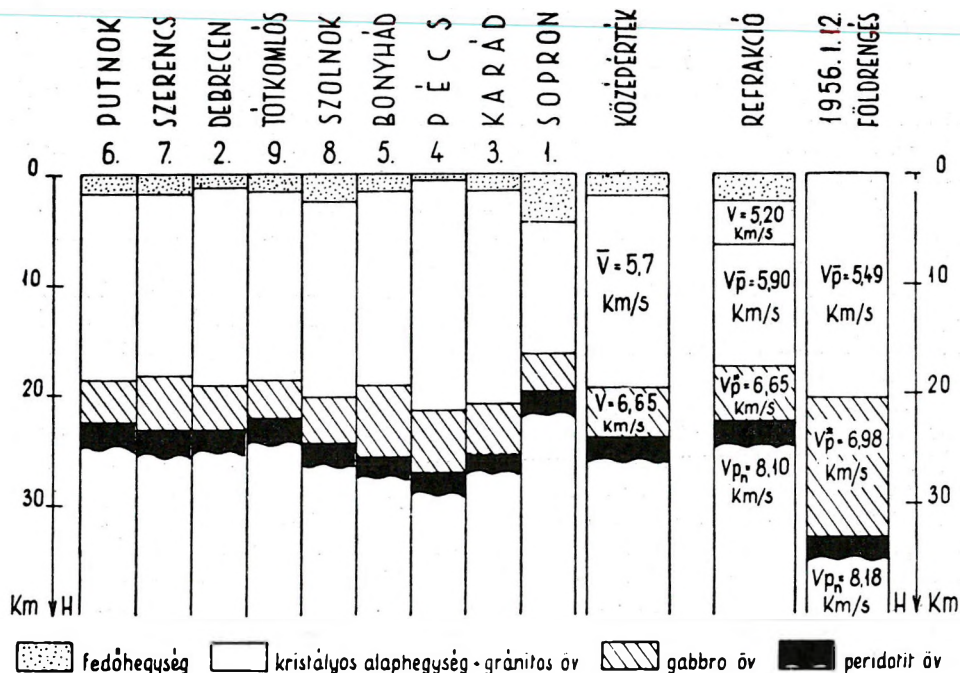
2. táblázat

A mérés		Beérkezési idő (s)		Mélység felszíntől (km)	
száma	helye	Conrad refl.	Moho. refl.	Conrad szint	Moho. szint
1.	Sopron	6,82	7,83	16,3	19,7
2.	Debrecen	7,45	8,62	19,2	23,2
3.	Karád	7,78	—	20,8	25,2*
4.	Pécs	7,57	9,25	21,5	27,2
5.	Bonyhád	7,52	9,62	19,1	25,9
6.	Putnok	7,45	8,55	18,8	22,6
7.	Szerencs	7,25	8,76	18,2	23,2
8.	Szolnok	8,28	9,54	20,2	24,5
9.	Tótkomlós	7,30**	8,30**	18,8	22,3
	Középtérték			19,2	23,6

* Extrapolált érték.

** Az adatokat a *Kőolajipari Tröszt Szeizmikus Üzeme* bocsátotta rendelkezésünkre.

rádi (3) szeizmogramunkon hiányzott a *Mohorovičić*-reflexió. A kéregvastagság értéket itt extrapoláltuk, úgy, hogy a *Conrad*-felületre kapott mélységet az átlagos gabbróvastagsággal (4,4 km) növeltük. Jobb áttekintés végett az egyes reflexiós állomások kéregszelvényét felrajzoltuk a 4. ábrán. A szelvények mellett „középtérték” megjelöléssel megadtuk az átlagos rétegmélységeket is. Összehasonlításként közöljük a refrakciós méréssel [4] megállapított átlagszelvényt („refrakció”) és az 1956. évi dunaharaszti földrengés adataiból számított [5] — igen nagy terület rétegvizonyainak átlagát adó — rétegszelvényt is.



4. ábra

A magyarországi földkéreg kontinentális jellegében, azaz abban, hogy a kristályos alaphegység alatt vastag gránitos öv van, valamenynyí mérés — mélységek tekintetében is — jól egyezik. Ha a gránitos övbe a későbbiekben a kristályos alaphegységet is beleértjük, mondhatjuk, hogy *Magyarországon a kontinentális gránitos talapzat — kis ingadozással — 19—20 km vastag.* A bázisos közbenső réteg, a gabbróöv tekintetében a reflexiós és a refrakciós meghatározások elég jól egyeznek, és egybehangzóan vékony, *4—5 km-es gabbróréteget* adnak. Eltérő ettől a földrengési adatokból számított 12—13 km-es vastagság. Másutt [4] már rámutatunk ennek valószínű okára: a dunaharaszti földrengés értékelésénél számos olyan adat is szerepel, amely a Magyar Medence felépítésétől jelentősen eltérő jellegű területről származik. Ezért e látszólagos ellentmondás

mellett is elfogadhatónak tartjuk előbbi megállapításunkat, azt, hogy a magyar földkéreg felépítésében vékony gabbróréteg szerepel.

Egységes kontinentális közbenső öv léte és a kéreg tagolhatósága időszerű kérdés [6]. Európai mérések, főként németországiak, határozottan egységes gabbróövre utalnak, sőt egyes helyeken a kéreg hármas tagoltságára mutatnak rá [7]. A hazai refrakciós mérésekben világosan jelentkezett egy 6,65 km/s nyomáshullám határsebességű köztes réteg. *A reflexiós mérések szeizmogramjain is két-két mélységi reflexió található. A reflexiók határozottsága azonban* — amely a visszaverő felület élességére jellemző — *korántsem egységes.* Hajduszoboszlói felvételünkben a *Mohorovičić-reflexió* határozott, míg a *Conrad-reflexió* elmosódott. Szolnokon a *Mohorovičić-reflexió* inkább csak fázisegyezésből derül ki, a *Conrad-reflexió* pedig határozott amplitudó-növekedéssel és impulzus-jellegével emelkedik ki. Tótkomlóson egyformán határozott mindkét reflexió, a Putnok—Szerencs területen határozatlanok. Felőtli az is, hogy szinte mindenütt találunk gyengébb vagy erősebb köztes beérkezéseket is. Minderre figyelemmel hazai viszonylatban szívesebben beszélünk jól elkülönülő gabbróöv helyett egy kevésbé határozott, réteges zónáról, amely átmenetet alkot a kéreg és a köpeny között.

Egy helyen, a putnoki felvételben jelenkezett határozott, viszonylag korai mélységi reflexió 6,0 s-nál. Ez arra utalhat, hogy egy további diszkontinuitás (*Fórtsch-felület?*) is létezik. A kérdés eldöntéséhez további adatok szükségesek.

A magyarországi kéreg vastagságának alakulása jól követhető a 4. ábrán. Az ország keleti részén elhelyezkedő állomások (6, 7, 2, 9,) alatt a kéreg vékonyabb, és a belső állomások (8, 5, 4, 3) felé vastagodik. Ugyan ez a helyzet a nyugati a szélén is, ahol a soproni (1) reflexiós mérés út—idő diagramjából is következik a *Mohorovičić-felület* süllyedése keleti irányban [1]. Az a megállapítás, hogy a kéreg Hajduszoboszlótól Szolnok felé vastagodik, jó összhangban van a refrakciós mérések eredményével is. Ez utóbbi szerint ugyanis a *Conrad-felület* kb. 1,5°-os dőléssel lejt Szolnok felé. A reflexióban adódó átlagos dőlés — kb. 0,8° — kisebb, mint a refrakciósan mért adat.

A magyarországi földkéreg jellege tekintetében célszerű összehasonlítást tennünk más európai szeizmikus reflexiós mérésből kapott adatokkal is. (Refrakciós mérésből vagy szeizmológiai kiértékelésből kapott adatokkal való összehasonlítást — módszertani különbségek miatt — ez alkalommal mellőzünk.)

Németországban az *Alpok* északi határos területein (sváb fennsík) végeztek méréseket és dolgoztak fel adatokat [7, 8, 9, 10, 11, 12,] a *Rajna* völgyében *Strassbourg* és *Mainz* vidékén [9, 13,] és az északi alföld déli peremén [13] voltak mérések. Kiegészítik a képet az *Alpok*-tól nyugatra végzett francia mérések [14, 15, 16]. Az *Alpesi zóna* mentén végzett mérések annyiban alkalmasak az összehasonlításra, hogy azokat is, mint a mi méréseinket, lánchegység szomszédságában végezték, bár természetesen jelentős különbségek is vannak. Az összehasonlításhoz szükséges adatokat a 3. táblázatban adjuk. *A német és a hazai mérésekben alig van eltérés a gránitos öv vastagsága, azaz a Conrad-felület mélysége tekintetében. A*

3. táblázat

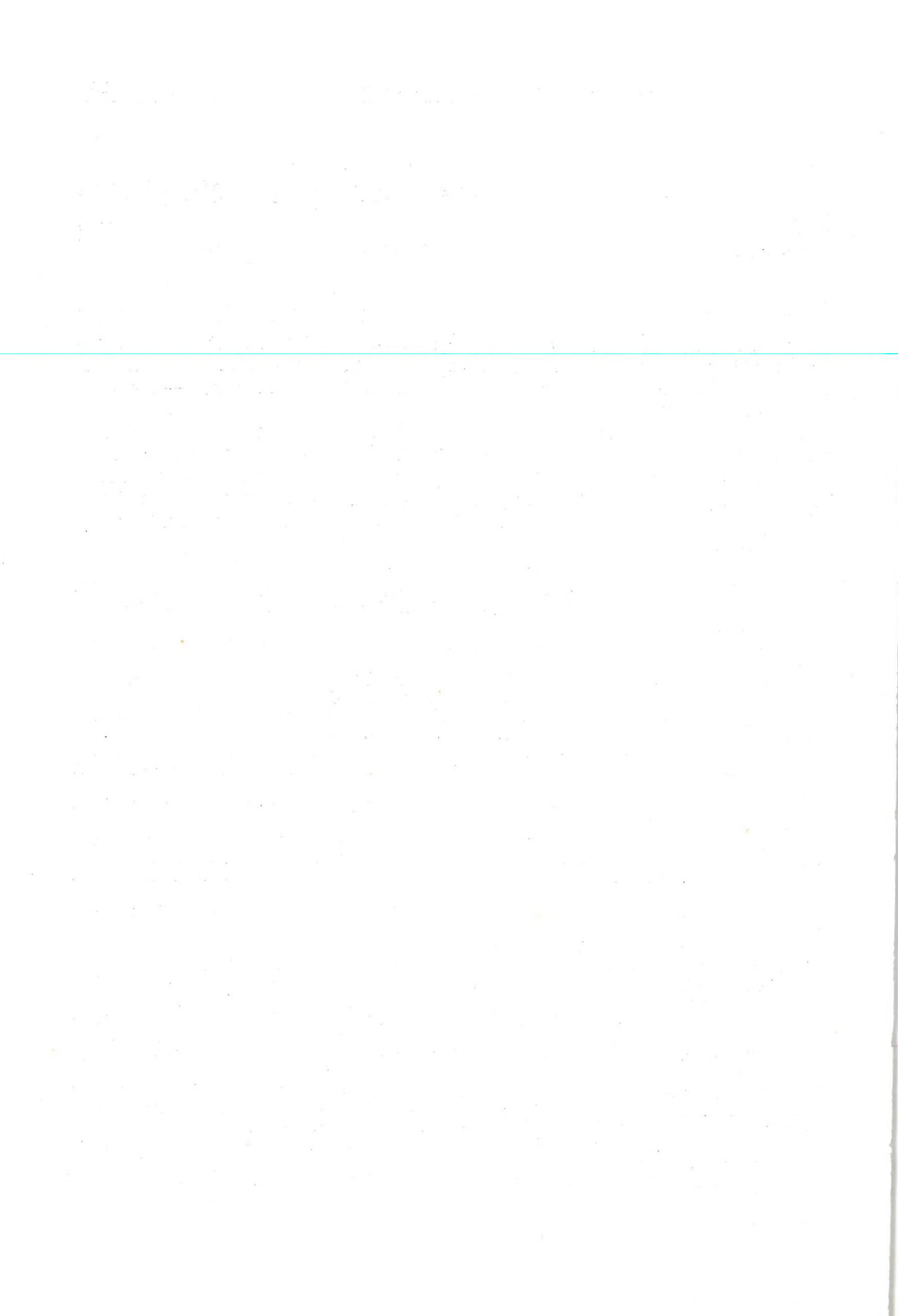
Vidék	Mainz	Strass- bourg	Német alföld	Sváb fennsík	Magyar medence
Conrad-szint mélysége (km)	13,5	17—18	12—14	17—20	19
Moho.-szint mélysége (km)	—	—	—	28—30	24

gabbróöv azonban lényegesen vastagabb az Alpoktól északra, és csak a nyugati szegélyén vékonyodik ki [15, 16] bár nem annyira, mint a Kárpát-medencében. A kéregvastagság is nagyobb az *Alpok* vidékén, 6—8 km-rel több, mint nálunk.

Az eddigi adatok tehát általánosságban arra mutatnak, hogy a magyarországi kéregrész aránylag vékony. Ugyancsak vékony a különben egyenletes vastagságú gabbróöv vagy inkább átmeneti zóna is. A medence belsejében a kéreg vastagabb, mint a széleken. A vastagodás a gránitos övben jelentkezik, a *Conrad-* és *Mohorovičić-felületek* együttes lejtése révén.

I R O D A L O M

- [1] Gálfi J. — *Stegena L.*: Szeizmikus reflexiós méréssel meghatározott néhány adat a földkéreg magyarországi részéről. Geofiz. Közlemények, 1957. 6. köt. 1—2. szám. 53. o.
- [2] J. Gálfi — L. Stegena: Tiefenreflexionsversuche in Ungarn ... Geol. Rundschau, 1957. 46. köt. 1. füz. 26. o.
- [3] Renner J. — Szilárd J.: A magyar országos gravitációs alaphálózat. Geofiz. Közlemények, 1959. VIII. köt. 3. sz. 97—142 o.
- [4] Gálfi J. — Pálos M.: Kísérleti refrakciós kéregkutatás a Magyar Medencében. Geofiz. Közlemények, 1959. VIII. köt. 4. sz.
- [5] Bisztricsány E. — Csomor D.: Az 1956. január 12-i földrengés és ... a Föld kérgének felépítése a Magyar Medencében. Geofiz. Közlemények, 1957. 6. köt. 1—2. szám. 37. o.
- [6] Bederke, E.: Zur Geologie und Geophysik der Tiefen. Geol. Rundschau, 1957. 45. köt. 231—233. o.
- [7] Schulz, G.: Reflexionen aus dem kristallinen Untergrund im Gebiet des Pfälzer Berglandes. Ztschr. f. Geophysik, 1957. 23. évf. 5. füz. 225. o.
- [8] Caloi, P.: The Crust of the Earth from the Apenines to the Atlantic ... Ztschr. f. Geophysik, 1958. 24. évf. 2. füz. 65. o.
- [9] Closs, H.: Explosions en Allemagne 1956—1958. Előadás a CSE utrechti kongresszusán, 1958.
- [10] Reinhard, H. G.: Steinbruchsprengungen zur Erforschung des tieferen Untergrundes. Freiburger Forschungshefte, 1954. C 15, 28—44. o.
- [11] Reich, H.: Im Süddeutschland seimsich ermittelte tiefe Grenzflächen und ihre geologische Bedeutung. Geol. Rundschau, 1957. 46. köt. 1. o.
- [12] Reich, H.: Über seismische Beobachtungen ... bei den grossen Steinbruchsprengungen in Blaubeuren ... Geol. Jahrbuch, 1953. 68. köt. 225. o.
- [13] Dohr, G.: Ein Beitrag der Reflexionsseismik zur Erforschung des tieferen Untergrundes. Geol. Rundschau, 1957. 46. köt. 17. o.
- [14] Beaufils, Y.: Enregistrement des ondes séismiques provoquées par des grosses explosions. Travaux Scientifiques, Série A. Publications du Bureau Central Séismologique International, 1956. 19. füz. 327—329. o.
- [15] Rothé J. P.: Les expériences séismiques dans les Alpes en 1956. Comptes Rendus de C. N. F. de Géophys., 1956. 79. o.
- [16] Labrouste, Y.: Explosions dans les Alpes francaises. Előadás a CSE utrechti kongresszusán, 1958.



J. KILCZER

DER BEI BESTIMMUNG DER SCHICHTENDICKE UND TIEFE AUS
VERNACHLÄSSIGUNG DER VERWITTERTEN ZONE STAMMENDE
FEHLER DER REFRAKTIONSSEISMISCHEN MESSUNGEN

Es wird bewiesen und an einem numerischen Beispiel dargelegt, dass der obengenannte Fehler in grösseren Tiefen auch bei mehreren Schichten beiläufig der Schichtendicke der verwitterten Zone gleich sei.

A RÉTEGVASTAGSÁG ÉS MÉLYSÉG MEGHATÁROZÁSÁNAK
A KISSEBESSÉGŰ RÉTEG ELHANYAGOLÁSÁBÓL EREDŐ HIBÁJA
SZEIZMIKUS REFRAKCIÓS MÉRÉSNÉL

KILCZER GYULA

A felszín közelében települt közetrétegeket vizsgáló mérnöki szeizmika számára a kisebbességű réteg (a következőkben ksr) is a mérés tárgya, a mélyebb szerkezeteket kutató szeizmikában pontos meghatározása nem gazdaságos, ezért csupán mint korrekciós tag szerepel. Vizsgáljuk meg azt a kérdést, hogy mekkora hibát követünk el a rétegvastagságok és mélységek meghatározásában, ha a ksr-et egyáltalában nem vesszük figyelembe, ha számításainkat azzal a feltételezéssel végezzük, hogy a ksr (esetleg rétegek) fekvője a felszínig terjed. Jelöléseink:

sebességek: $V_0 < V_1 < V_2 < V_3 < V_4 < V_5$; V_0 a ksr sebessége, rétegvastagságok:

- a) a ksr-et is figyelembe véve: h_0, h_1, h_2, h_3, h_4 ;
b) a ksr-et elhanyagolva: $h_1^*, h_2^*, h_3^*, h_4^*$;

mélységek:

- a) a ksr-et is figyelembe véve: $H_0 (= h_0), H_1, H_2, H_3, H_4$;
b) a ksr-et elhanyagolva: $H_1^*, H_2^*, H_3^*, H_4^*$.

A robbantás felszín alatt D mélységben történjék, a ksr talpa alatt, tehát $D > h_0$.

Robbantóponttávolság: X , rétegdőlés $\gamma = 0$ (vízszintes réteghatárok).

A kézirat 1959. április 7-én érkezett.

Öt párhuzamos réteg esetén a sugárút megfutásának teljes ideje a réteghatárok sorrendjében vett tagokkal, a szokásos jelölésekkel:

$$a) T_a = \frac{h_0 + h_1 - D}{V_1} \cos i_{15} + \frac{h_0}{V_0} \cos i_{05} + \frac{h_1}{V_1} \cos i_{15} \\ + 2 \frac{h_2}{V_2} \cos i_{25} + 2 \frac{h_3}{V_3} \cos i_{35} + 2 \frac{h_4}{V_4} \cos i_{45} + \frac{X}{V_5}.$$

$$b) T_b = \frac{h_1^* - D}{V_1} \cos i_{15} + \frac{h_1^*}{V_1} \cos i_{15} + 2 \frac{h_2^*}{V_2} \cos i_{25} \\ + 2 \frac{h_3^*}{V_3} \cos i_{35} + 2 \frac{h_4^*}{V_4} \cos i_{45} + \frac{X}{V_5}.$$

Rendezve:

$$a) T_a = h_0 \left(\frac{\cos i_{05}}{V_0} + \frac{\cos i_{15}}{V_1} \right) + 2h_1 \frac{\cos i_{15}}{V_1} + 2h_2 \frac{\cos i_{25}}{V_2} \\ + 2h_3 \frac{\cos i_{35}}{V_3} + 2h_4 \frac{\cos i_{45}}{V_4} + \frac{X}{V_5} - D \frac{\cos i_{15}}{V_1}.$$

$$b) T_b = 2h_1^* \frac{\cos i_{15}}{V_1} + 2h_2^* \frac{\cos i_{25}}{V_2} + 2h_3^* \frac{\cos i_{35}}{V_3} \\ + 2h_4^* \frac{\cos i_{45}}{V_4} + \frac{X}{V_5} - D \frac{\cos i_{15}}{V_1}.$$

Kivonva:

$$T_a - T_b = h_0 \left(\frac{\cos i_{05}}{V_0} + \frac{\cos i_{15}}{V_1} \right) + 2\delta h_1 \frac{\cos i_{15}}{V_1} \\ + 2\delta h_2 \frac{\cos i_{25}}{V_2} + 2\delta h_3 \frac{\cos i_{35}}{V_3} + 2\delta h_4 \frac{\cos i_{45}}{V_4} = 0. \quad (1)$$

$$\delta h_k = h_k - h_k^*$$

A számításnál elkövetett hibát következőképpen definiáljuk:
hiba = a ksr elhanyagolása nélkül számított érték — a ksr elhanyagolásával számított érték.

A rétegvastagságok hibáját adott esetben csakis rekurzív módon lehet meghatározni, úgyhogy az öt rétegre vonatkozó (1) egyenletet felírjuk 2, 3, 4 rétegre. Így jutunk el a következő eredményre:

$$\delta h_1 = - \frac{V_1}{\cos i_{12}} \left[\left(\frac{\cos i_{02}}{V_0} + \frac{\cos i_{12}}{V_1} \right) \frac{h_0}{2} \right];$$

$$\delta h_2 = - \frac{V_2}{\cos i_{23}} \left[\left(\frac{\cos i_{03}}{V_0} + \frac{\cos i_{13}}{V_1} \right) \frac{h_0}{2} + \frac{\cos i_{13}}{V_1} \delta h_1 \right];$$

$$\delta h_3 = -\frac{V_3}{\cos i_{34}} \left[\left(\frac{\cos i_{04}}{V_0} + \frac{\cos i_{14}}{V_1} \right) \frac{h_0}{2} + \frac{\cos i_{14}}{V_1} \delta h_1 + \right. \\ \left. + \frac{\cos i_{24}}{V_2} \delta h_2 \right]; \quad (2)$$

$$\delta h_4 = -\frac{V_4}{\cos i_{45}} \left[\left(\frac{\cos i_{05}}{V_0} + \frac{\cos i_{15}}{V_1} \right) \frac{h_0}{2} + \frac{\cos i_{15}}{V_1} \delta h_1 + \right. \\ \left. + \frac{\cos i_{25}}{V_2} \delta h_2 + \frac{\cos i_{35}}{V_3} \delta h_3 \right],$$

A Snellius-törvény segítségével a koszinuszokat kifejezhetjük a rétege sebességekkel, de ennek nincs gyakorlati jelentősége. Az első kifejezés ilyen formában:

$$\delta h_1 = - \left[1 + \sqrt{\frac{\left(\frac{V_2}{V_0}\right)^2 - 1}{\left(\frac{V_2}{V_1}\right)^2 - 1}} \right] \cdot \frac{h_0}{2}.$$

A réteghatár-mélységek hibája:

$$\begin{aligned} \delta H_1 &= h_0 + \delta h_1 \\ \delta H_2 &= \delta H_1 + \delta h_2 \\ \delta H_3 &= \delta H_2 + \delta h_3 \\ \delta H_4 &= \delta H_3 + \delta h_4 \end{aligned} \quad (3)$$

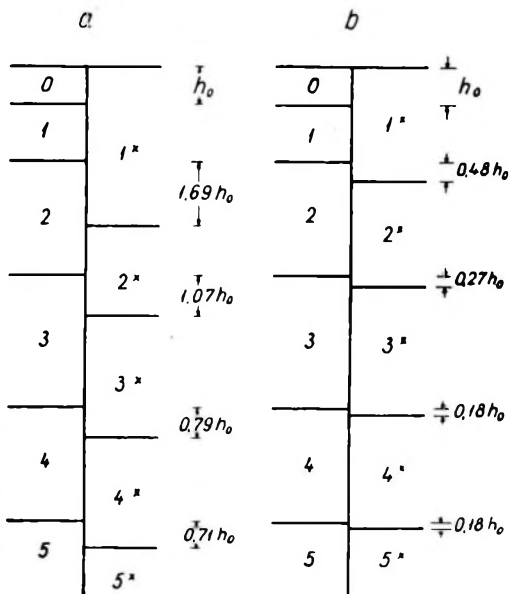
Példa (logarléccel számítva).

$$\begin{aligned} V_0 &= 600, & V_1 &= 1800, \\ V_2 &= 2400, & V_3 &= 3000, \\ V_4 &= 4500, & V_5 &= 5600. \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \delta h_1 &= -2,690 \quad h_0; \\ \delta h_2 &= +0,620 \quad h_0; \\ \delta h_3 &= +0,285 \quad h_0; \\ \delta h_4 &= +0,0716 \quad h_0; \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \delta H_1 &= -1,69 \quad h_0; \\ \delta H_2 &= -1,07 \quad h_0; \\ \delta H_3 &= -0,79 \quad h_0; \\ \delta H_4 &= -0,71 \quad h_0. \end{aligned}$$

A ksr elhanyagolásával számított rétegvastagságok a valóságosnál kisebbeknek adódnak, az első réteg kivételével. Ez a valóságosnál vastagabb, mert egy része kisebb sebességű réteget helyettesít. A többi réteg vastagsága sorrendben mind kevésbé tér el a valóságtól (1. ábra).



1. ábra. A mélységnek a kisebb sebességű réteg elhanyagolásából eredő hibája

a) $V_0 = 600$ m/sec; b) $V_0 = 1200$ m/sec.

Az eltérések természetesen kisebbek, ha a ksr sebessége kevésbé eltérő a fekvő réteg sebességétől.

Pl. $V_0 = 1200$ m/s esetén (1b ábra):

$\delta h_1 = -1,48$	$h_0;$	$\delta H_1 = -0,48$	$h_0;$
$\delta h_2 = +0,212$	$h_0;$	$\delta H_2 = -0,27$	$h_0;$
$\delta h_3 = +0,089$	$h_0;$	$\delta H_3 = -0,18$	$h_0;$
$\delta h_4 = +0,0019$	$h_0;$	$\delta H_4 = -0,18$	$h_0.$

Abban a leggyakrabban előforduló esetben, amidőn a ksr mindössze néhány m vastagságú, elhanyagolása nem okoz számottevő hibát a mélységszámításban.

J. KILCZER — I. ELEK

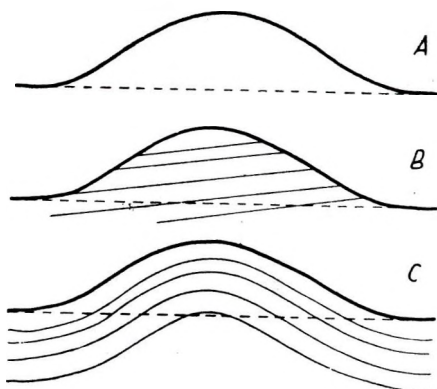
KORREKTION DER IN HÜGELGELÄNDE AUSGEFÜHRTEN REFRAKTIONSSEISMISCHEN MESSUNGEN

Ein mit dem seismischen Profil durchquerter Hügel verursacht eine Verzögerung der ersten Einsätze, dadurch einen „Buckel“ in den Geschwindigkeitsästen des Laufzeitdiagramms. Die Verfasser schildern ein einfaches Rechenverfahren, womit die Bestimmung der durchschnittlichen seismischen Geschwindigkeit des Hügels ohne besondere Messungen, nur aus dem Flächeninhalt des Buckels und des Hügelquerschnitts durchgeführt werden kann. Die Flächeninhalte können mit einem Planimeter gemessen werden. Das Verfahren wird an einem Beispiel veranschaulicht.

DOMBOS TEREPEEN VÉGZETT SZEIZMIKUS REFRAKCIÓS MÉRÉSEK JAVÍTÁSA

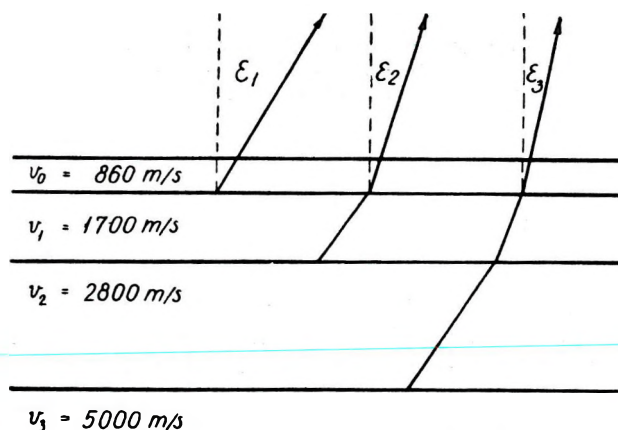
KILCZER GYULA — ELEK ILONA

Dombos terepfelszín a refrakciós beérkezési időgörbét eltorzítja. Sík felületen visszatört szeizmikus hullám beérkezési időit jelölő pontok a mérési vonalnak dombot harántoló szakaszán nem sorakoznak egyenes vonal mentén, a sebesség a domb anyaga és alakja szerint kisebb-nagyobb mértékben általában felpúposodik, mert a beérkezési időket a domb megnöveli (kivétel lehet, ha a domb nagy sebességű közet kibúvása). Ahhoz, hogy ezt a növekedést kiszámítva a beérkezési időket sík felszínre redukálhassuk, ismernünk kell a terjedési sebességet a domb anyagában. A következőkben tárgyalt eljárással külön korrekciós mérés nélkül pusztán csak a beérkezési időgörbe púpjából, a beérkezések késéséből megállapíthatjuk a domb anyagának átlagos szeizmikus sebességét. A domb általában nem homogén; lehet rétegezett szelvényű, ha lepusztulással keletkezett, de lehet gyűrű szerkezetű is (1. ábra). A két utóbbi esetben számításunk eredménye kisebb pontosságú.



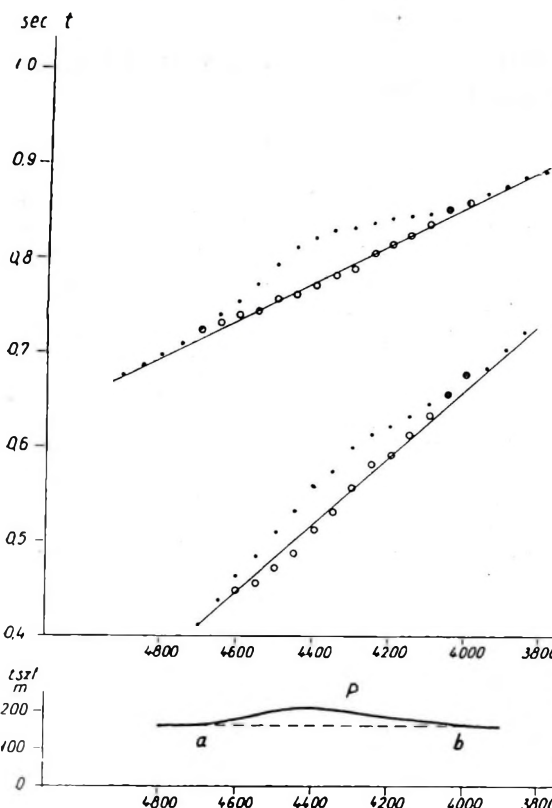
1. ábra. A) homogén, B) rétegezett, C) gyűrű szerkezetű domb

A kézirat 1959. április 3-án érkezett.



2. ábra. Különböző sebességhatárokon visszatört sugarak emergencia-szöge

A kilépő sugár a dombokat levágó átlagos felszínre — többnyire a vízszintes síkra — állított merőlegessel ε emergencia szöget alkot



A
 (2. ábra). Az ábrán ε_1 , ε_2 , ε_3 az egyes sebesség-határokon visszatört sugarak emergencia-szögei. Az emergencia-szöget a következő összefüggésből számítjuk ki:

$$\sin \varepsilon_2 = \frac{V_0}{V_2}, \quad \sin \varepsilon_3 = \frac{V_0}{V_3}.$$

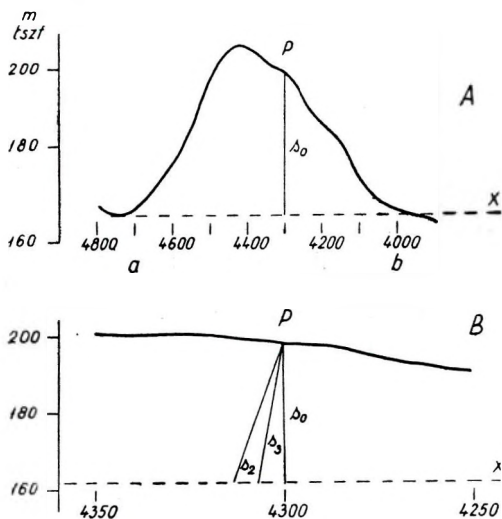
V_2 és V_3 a látszólagos (a felszínnel párhuzamos réteghatárok esetén egyúttal valódi) sebességek. A refrakciós kiértékelés alapja a sebességek megállapítása, grafikus kiértékelésnél a „sebességágak meghúzása” a kellő irányú és a beérkezési időknek megfelelő „magasságban” rajzolt egyenessel. Ott, ahol a felszín és a refraktáló réteghatár sík, az időgörbe egyenes vonal, tehát a

3. ábra.

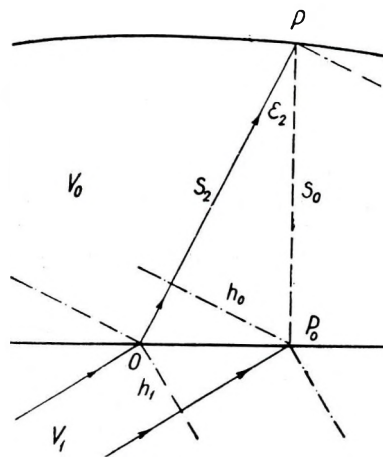
A) észlelt beérkezési idők, javított beérkezési idők, B) szintezési szelvény

sebességág meghúzásának semmi akadályja sincs. Ott, ahol az időgörbét a felszínből kiemelkedő domb púposítja fel, első lépésként ezt a púpot a szelvény sík részében, a völgytalpakon jelentkező beérkezési idők magasságában húzott sebességággal „levágjuk” (3.ábra) [1]. Ebben az eljárásban mindenesetre bizonyos fokú önkényesség rejlik. Az ebből eredő hiba némileg csökkenthető, ha a dombhatását több időgörbén megfigyelhetjük, mert ekkor pontosabban megállapíthatjuk a zavart szakasz harárait. Pl. az ábrán a határok 4000 és 4700 m. Ugyanekkor a szintezési szelvényen is levágjuk — a domb tövéen átmenő sikkal — a dombnak azt a részét, amely megítélésünk szerint az észlelt beérkezések és a meghúzott sebességág időkülönbségét okozza (4A ábra). Amint látható, a domb levágása is bizonyos mértékben önkényes, tehát hibaforrás lehet.

Legyen a domb felszínének valamely P pontjában kilépő s_2



4. ábra. A szintezési szelvény kiemelt szakasza
A) 10-szeres függőleges nagyítással torzítva, B) a P pont környezete 10-szeres lineáris nagyítással



5. ábra. A P ponthoz tartozó időjavítás kiszámítása

sugár emergencia-szöge — a 2. ábra szerint — ϵ_2 . Mivel vonatkozási szintünk a domb levágása után az OP_0 pontokkal meghatározott sík (5. ábra), a P ponthoz tartozó időjavítás a h_0 hullámfelület P és P_0 pontba érkezésének időkülönbsége

$$t_2 = \frac{s_0 \cos \epsilon_2}{V_0} \quad \left(\text{hasonlóan } t_3 = \frac{s_0 \cos \epsilon_3}{V_0} \right). \quad (2)$$

Ebből

$$V_0 = \frac{s_0}{t_2} \cos \epsilon_2.$$

A sebességet a domb $a \dots b$ szakaszán n helyen meghatározva

$$V_0 = \frac{s'_0}{l'_2} \cos \varepsilon_2, \quad V_0 = \frac{s''_0}{l''_2} \cos \varepsilon_2, \dots, \quad V_0 = \frac{s^{(n)}_0}{l^{(n)}_2} \cos \varepsilon_2.$$

V_0 és ε_2 a domb anyagának feltételezett homogeneitása folytán jó közelítéssel állandóak. Ezért

$$V_0 l'_2 = s'_0 \cos \varepsilon_2,$$

$$V_0 l''_2 = s''_0 \cos \varepsilon_2,$$

$$V_0 l^{(n)}_2 = s^{(n)}_0 \cos \varepsilon_2.$$

Összegezve: $V_0 \Sigma l_2 = \cos \varepsilon_2 \Sigma s_0$,

$$V_0 = \frac{\Sigma s_0}{\Sigma l_2} \cos \varepsilon_2 = \frac{\frac{1}{n} \Sigma s_0}{\frac{1}{n} \Sigma l_2} \cos \varepsilon_2.$$

Ennek a képletnek előnyös tulajdonsága, hogy a számlálóban és a nevezőben szereplő középértéket integrálással határozhatjuk meg és ennek folytán a V_0 értékét nemcsak néhány önkényesen kiszemelt adathból, hanem valamennyi figyelembe vehető adat felhasználásával határozhatjuk meg.

A mondottak szerint

$$V_0 = \frac{\frac{1}{b-a} \int_a^b s_0 dx}{\frac{1}{b-a} \int_a^b l_2 dx} \cos \varepsilon_2 = \frac{\int_a^b s_0 dx}{\int_a^b l_2 dx} \cos \varepsilon_2 = C_2 \cos \varepsilon_2 \quad (3)$$

Hasonlóképpen

$$V_0 = \frac{\int_a^b s_0 dx}{\int_a^b l_3 dx} \cos \varepsilon_3 = C_3 \cos \varepsilon_3. \quad (3')$$

A két integrált valamilyen mechanikus kvadraturával, leggyorsabban planiméterrel (legegyszerűbben milliméter-papírosra rajzolt területekkel) határozhatjuk meg. A számláló mértékegysége m, a nevező msec; ha valamelyik meghatározandó „területet” a pontosság fokozására torzítva rajzoljuk meg, ezt a körülményt kellőképpen figyelembe vesz-

szük. A domb szelvényét ajánlatos függőleges irányban tízszeres torzítással megrajzolni. Mivel (I) szerint

$$\cos^2 \varepsilon_2 = 1 - \frac{V_0^2}{V_2^2},$$

$$V_0^2 = C_2^2 \cos^2 \varepsilon_2 = C_2^2 - \frac{C_2^2}{V_2^2} V_0^2;$$

$$V_0^2 \left(1 + \frac{C_2^2}{V_2^2}\right) = C_2^2 \text{ egyenletből}$$

$$V_0 = \frac{C_2 V_2}{\sqrt{C_2^2 + V_2^2}}. \quad (\text{I.})$$

Hasonló módon fejezhetjük ki V_0 -t a V_3 sebességágból is:

$$V_0 = \frac{C_3 V_3}{\sqrt{C_3^2 + V_3^2}} \left(\text{itt } C_3 = \frac{\int_a^b s_0 dx}{\int_a^b t_3 dx} \right). \quad (\text{II.})$$

Ha van még több sebességágunk, azok is hasonló kifejezéseket szolgáltatnak V_0 számára. A V_0 -t numerikusan a leginkább megbízhatónak látszó sebességág púpjából határozzuk meg, a többi kifejezést a sebességágak „magasságának” meghatározására használjuk fel a következő módon.

Ha pl. (I.) a megbízhatóbb érték, akkor (3) és (3') összehasonlításából

$$\frac{\int_a^b s_0 dx}{\int_a^b t_2 dx} \cos \varepsilon_2 = \frac{\int_a^b s_0 dx}{\int_a^b t_3 dx} \cos \varepsilon_3,$$

$$\int_a^b t_3 dx = \frac{\cos \varepsilon_3}{\cos \varepsilon_2} \int_a^b t_2 dx. \quad (4)$$

A V_3 sebességágot tehát olyan „magasságban” kell meghúzni, hogy púpjának területe

$$\frac{\cos \varepsilon_2}{\cos \varepsilon_3} \int_a^b t_2 dx \text{ legyen.}$$

Ezt a „magasságot” $\int_a^b t_3 dx$ két közelítő értékéből interpoláljuk.

Példa: logarléccel számolva.

$$\int_a^b s_0 dx = 16\,690 \text{ m}^2 \text{ és } \int_a^b t_2 dx = 18,5 \text{ msec (planiméterrel).}$$

$$C_2 = \frac{16\,690}{18,5} \frac{\text{m}^2}{\text{msec}} = 902 \text{ m/sec.}$$

$$V_0 = \frac{902 \cdot 2800}{\sqrt{902^2 + 2800^2}} = \frac{2\,525\,600}{8\,653\,604} = 860 \text{ m/sec.}$$

$$\sin \varepsilon_2 = \frac{V_0}{V_2} = \frac{860}{2800}; \quad \varepsilon_2 = 17,9^\circ, \quad \cos \varepsilon_2 = 0,952.$$

$$\sin \varepsilon_3 = \frac{V_0}{V_2} = \frac{860}{5000}; \quad \varepsilon_3 = 9,9^\circ, \quad \cos \varepsilon_3 = 0,985.$$

(4)-be helyettesítve

$$\int_a^b t_3 dx = \frac{0,985}{0,952} \cdot 18,5 = 19,15 \text{ msec.}$$

Ha most $x = 4300$ m-nél pl. $T_3' = 799$ milsec „magasságban” meghúzzuk a $V_3 = 5000$ sebességágot,

$\int_a^b t_3 dx = 15,40 \text{ msec (planiméterrel),}$ látjuk, hogy ez kevés. $T_3'' = 793$ milsec magasságban meghúzva

$$\int_a^b t_3 dx = 20,60 \text{ msec, a kelletténél több.}$$

Interpolálva

$$T_3 = 799 - \frac{19,15 - 15,40}{20,60 - 15,40} \cdot (799 - 793) = 795 \text{ milsec a pontos „magasság”}.$$

Ezek után kiszámíthatjuk a javított beérkezési időket. A javítások értéke (2) szerint

$$t_2 = \frac{\cos \varepsilon_2}{V_0} \cdot s_0 = 0,0011 s_0 \text{ sec} = 1,11 s_0 \text{ milsec,}$$

$$t_3 = \frac{\cos \varepsilon_3}{V_0} \cdot s_0 = 0,00115 s_0 \text{ sec} = 1,15 s_0 \text{ milsec,}$$

ha s_0 mértékegysége méter.

A 3. ábrán az észlelt beérkezési időket pontok, a javítottakat kis körök jelölik. Amint látjuk, V_2 iránya nem felel meg a javított időeknek, V_3 -é igen. A V_2 sebességágot eszerint kijavítjuk; javított értéke 2650 m/sec (az ábrába nem rajzoltuk be). A korrekciószámítást ezzel a javított V_2 -

vel megismételhetjük. De mivel $\int_a^b t_2 dx$ nem változik lényegesen (a V_2 sebességág a púp közepe táján fordul el, tehát a területnövekedés és csökkenés kb. egyenlő), csak a három legnagyobb javítás nő meg 1—1

milsec-mal, ami a hibahatáron belül van. Az elvégzett változtatással ugyanis

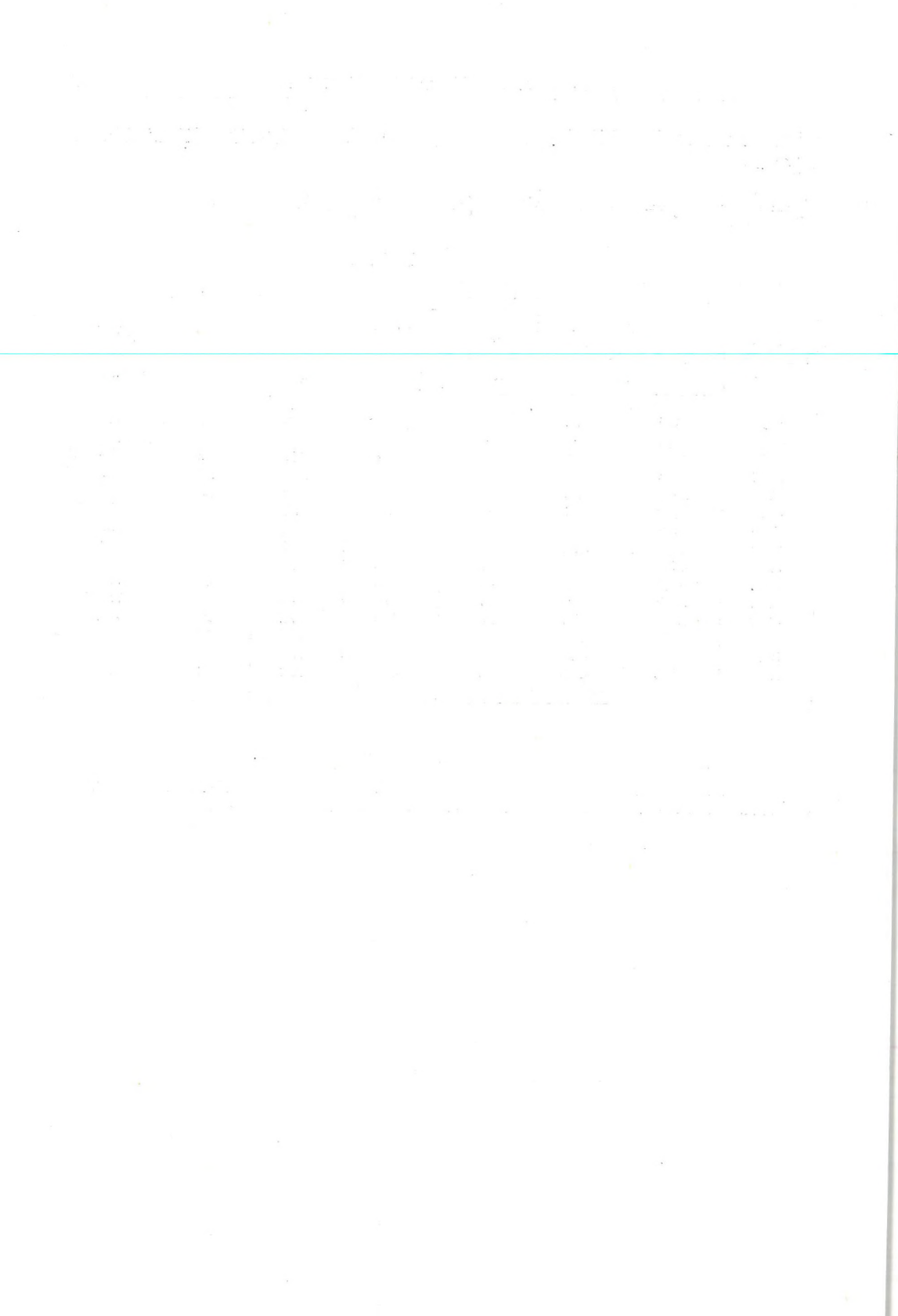
$$t_2 = \frac{0,946}{860} s_0 = 1,10 s_0 \text{ milsec (1,11 } s_0 \text{ helyett).}$$

A javítások táblázata

Geofon karószám	s_0 m	V_2 sebesség			V_3 sebesség		
		Észlelt idő	t_2	Javitott idő	Észlelt idő	t_3	Javitott idő
		milsec	milsec	milsec	milsec	milsec	milsec
4000	1,0	676	1	675	859	1	858
4050	3,5	659	4	655	853	4	849
4100	10,0	643	11	632	847	12	835
4150	18,5	633	20	613	843	21	822
4200	24,0	620	27	593	841	28	813
4250	29,0	614	32	582	837	33	804
4300	37,5	599	42	557	831	43	788
4350	40,0	574	44	530	827	46	781
4400	44,5	559	49	510	820	51	769
4450	42,5	533	47	486	810	49	761
4500	33,0	510	37	473	794	38	756
4550	25,0	483	28	455	772	29	743
4600	12,0	461	13	448	753	14	739
4650	5,5	437	6	431	739	6	733
4700	0,5	410	1	409	724	1	723

I R O D A L O M

[1] *Mituch Erzsébet*: Szeizmikus refrakciós mérések kiértékelése időellenőrzéssel. Geofizikai Közlemények 1957. VI. k. 3–4. sz. 40. lap.



P. LÁNCZOS

DIE 6 STÜNDIGEN PERIODISCHEN ÄNDERUNGEN DES ERDMAGNETFELDES

Nach der gegenwärtigen Auffassung stehen die langfristigen (säkularen) Änderungen mit den Vorgängen im Erdinneren in Zusammenhang, die kurzfristigen dagegen sind mit den Struktursänderungen der hohen Atmosphäre, mit den Bewegungen von Sonne und Mond, mit den Sonnenbestrahlungserscheinungen und mit den atmosphärischen Gezeitenerscheinungen eng verknüpft.

Dem Gedankengang von Dr. Barta György folgend, begann ich auf Grund der Jahrbücher der Observatorien von Budakeszi und Niemegk vom Jahre 1950, die Untersuchung der stündlichen Änderungen [des täglichen Ganges] der Komponenten.

Mein Zweck war die Annäherung der ursprünglichen Beobachtungskurve mit einer mathematisch berechneten Kurve, um mit Hilfe der auf diese Weise bestimmten Funktion zu untersuchen, wofür Komponenten geringer Grösse und geringer Zeitdauer sich der wohlbekannten Kurve des täglichen Ganges auflagern, d. h. welche spezielle Eigentümlichkeiten die kurzfristigen Änderungen des Erdmagnetfeldes aufweisen können.

A FÖLDMÁGNESES TÉR HATÓRÁS PERIÓDUSÚ VÁLTOZÁSÁRÓL

LÁNCZOS PÁL

Vizsgálataimat a budakeszi és a niemegki obszervatórium 1950. évi mérései alapján végeztem. Kiinduló adatoknak az év minden (365) napjához tartozó óraérték-közepet használtam. Számításaim folyamán először külön kezeltem a nyugodt, a zavart és az átlagos napok értékeit, melyeket már az obszervatóriumi évkönyv is elkülönített a nemzetközi gyakorlat szerint. Az értékelés folyamán azonban csak az átlagos napok értékeiből nyert eredményeket vettem figyelembe, mert ezek tükrözték leghívebben a földmágneses tér valódi napi menetét.

A budakeszi obszervatórium D , H , Z komponensekkel, a niemegki obszervatórium X , Y és Z derékszögű koordináta-rendszerben adta meg a mágneses adatokat. Az egységes tárgyalás érdekében a budakeszi obszervatórium megfelelő értékeit is az X , Y , Z rendszerre számítottam át. Az 1. táblázat a budakeszi és niemegki obszervatóriumok számításra felhasznált értékeit tartalmazza.

A kézirat 1959. január 28-án érkezett.

1. táblázat

Számításra felhasznált 1950. évi észlelési adatok

h	Budakeszi			Niemegk			Budakeszi			Niemegk		
	X	Y	Z	X	Y	Z	X	Y	Z	X	Y	Z
0-1	796,61	-156,07	817,40	29,0	-8,2	-0,5	785,78	-195,30	810,30	9,7	-45,8	-2,8
1-2	796,80	-157,29	816,80	29,3	-8,2	-1,6	786,82	-191,07	815,30	14,5	-44,5	+2,3
2-3	798,09	-158,51	816,60	30,2	-9,3	1,9	786,88	-183,82	820,00	19,1	-38,2	+8,0
3-4	799,00	-157,91	816,30	30,9	-8,8	-1,8	786,67	-174,14	823,00	21,4	-29,2	+12,2
4-5	798,62	-154,88	816,30	31,3	-6,7	-0,4	788,22	-167,50	824,30	24,5	-22,4	+14,0
5-6	796,24	-151,81	816,20	29,5	-4,4	+0,8	790,75	-163,29	821,20	27,2	-17,7	+13,8
6-7	790,37	-147,56	816,20	24,4	-1,5	+2,2	793,68	-159,68	823,30	30,2	-13,6	+12,8
7-8	784,19	-143,10	814,70	18,0	+0,4	+1,9	796,51	-156,07	822,90	31,8	-9,4	+11,1
8-9	778,44	-152,31	811,00	9,2	-3,4	-0,1	797,73	-153,66	821,50	32,1	-6,7	+8,2
9-10	777,03	-166,81	807,00	3,5	-14,4	4,3	798,04	-152,46	820,20	31,7	-5,6	+5,2
10-11	780,10	-181,91	805,20	2,9	-28,8	-6,9	797,54	-152,45	819,20	31,1	-5,1	+2,9
11-12	783,61	-191,65	806,40	5,3	-40,2	-6,4	796,73	-153,66	818,10	29,4	-5,5	+0,8

Budakeszi $X = 20\,000 + \dots$ $Y =$ $Z = 41\,000 + \dots$

Niemegk

 $X = 18\,330 + \dots$ $Y = -910 + \dots$ $Z = 43\,760 + \dots$

A sorfejtést *P. Terebesi* harmonikus analitikus táblázatának felhasználásával végeztem el. A számítási eljárás elméleti felépítésében a közismert általános képlethől indul ki:

$$y = f(x) = a_0 + a_1 \cos \frac{2\pi}{p} x + a_2 \cos \frac{2\pi}{p} 2x + \dots + \\ + b_1 \sin \frac{2\pi}{p} x + b_2 \sin \frac{2\pi}{p} 2x + \dots$$

A vizsgálat folyamán $p = 24$. Feladat a Fourier-állandók $a_0, a_1, a_2, \dots, a_n, b_1, b_2, \dots, b_n$ meghatározása volt.

C. Runge módszerével összegeзések és a trigonometrikus tagokkal való szorzás által elemi úton nyerhetők a keresett állandók. A trigonometrikus polinomok első kilenc együtthatóját a 2. táblázat adja meg, míg a 3. táblázat az összetevő harmonikusok amplitudóját és fázisát

2. táblázat

A trigonometrikus polinomok első kilenc együtthatója

	X		Y		Z	
	Bdk.	Niem.	Bdk.	Niem.	Bdk.	Niem.
a_0	790,96	+22,76	-164,69	-15,71	+816,48	+2,89
a_1	8,71	+12,18	+13,69	+13,10	+4,16	+1,60
b_1	0	-1,48	+8,30	+8,86	-4,24	-6,56
a_2	-1,65	-5,52	-8,11	-6,19	-4,13	-5,18
b_2	+2,05	+1,71	-8,30	-8,98	+1,08	-0,40
a_3	-1,91	+0,12	+5,20	+3,90	+1,64	+2,05
b_3	-2,64	+2,59	+1,60	+2,25	-0,54	-0,88
a_4	-0,75	+0,15	-1,71	-1,37	-0,50	-0,59
b_4	+0,41	+0,69	+1,17	-0,70	+0,49	+0,32

3. táblázat

Az első négy harmonikus amplitudója (C), fázisa (φ), és azok különbsége

periódus- idő	C		ΔC	φ		$\Delta \varphi$	Δq
X	Bdk.	Niem.		Bdk.	Niem.	szög	óra
24	8,71	12,27	-3,56	0,0	-8,229	7,0°	+0,50
12	2,63	5,78	-2,95	-0,804	-3,228	-34,0°	-1,10
8	3,25	2,59	+0,66	+0,723	-0,046	-39,0°	-0,90
6	0,85	0,70	+0,15	+1,829	+0,021	-60,0°	-1,00
Y							
24	16,01	15,81	+0,20	+1,649	+1,478	-0,3°	-0,20
12	11,60	10,91	+0,69	+0,977	+0,689	-0,9°	-0,30
8	5,44	4,50	+0,94	+3,250	+1,733	-13,0°	-0,30
6	1,71	1,54	+0,17	-10,058	+1,957	-33,0°	-0,50
Z							
24	5,94	6,75	-0,81	-0,981	-0,243	+30,0°	+2,00
12	4,27	5,18	-0,91	-3,824	+12,950	-19,0°	-0,60
8	1,72	2,03	-0,31	-3,037	-25,375	-16,0°	-0,30
6	0,70	0,67	+0,03	-1,020	-1,843	-17,0°	-0,30

tünteteti fel. A Fourier-sor sorfejtés útján nyert 24 állandója közül csak az első hetet, ill. kilencet használtam fel, mivel a többi tag az észlelési hibához képest elenyészően kicsinek bizonyult. Képeztem az

$$f_i(x) = \sum_{k=1}^i (a_k \cos kx + b_k \sin kx)$$

összeget, ahol i értéke 3, ill. 4 volt. $[f_3(x); f_4(x)]$. Így három értéksorozat áll a rendelkezésünkre, az első az észlelési sorozat $[f(x)]$; a másodikat és harmadikat az $f_3(x)$, ill. $f_4(x)$ függvények képviselik. Az észlelt és a számítás útján meghatározott értékpárok között különbségek mutatkoztak.

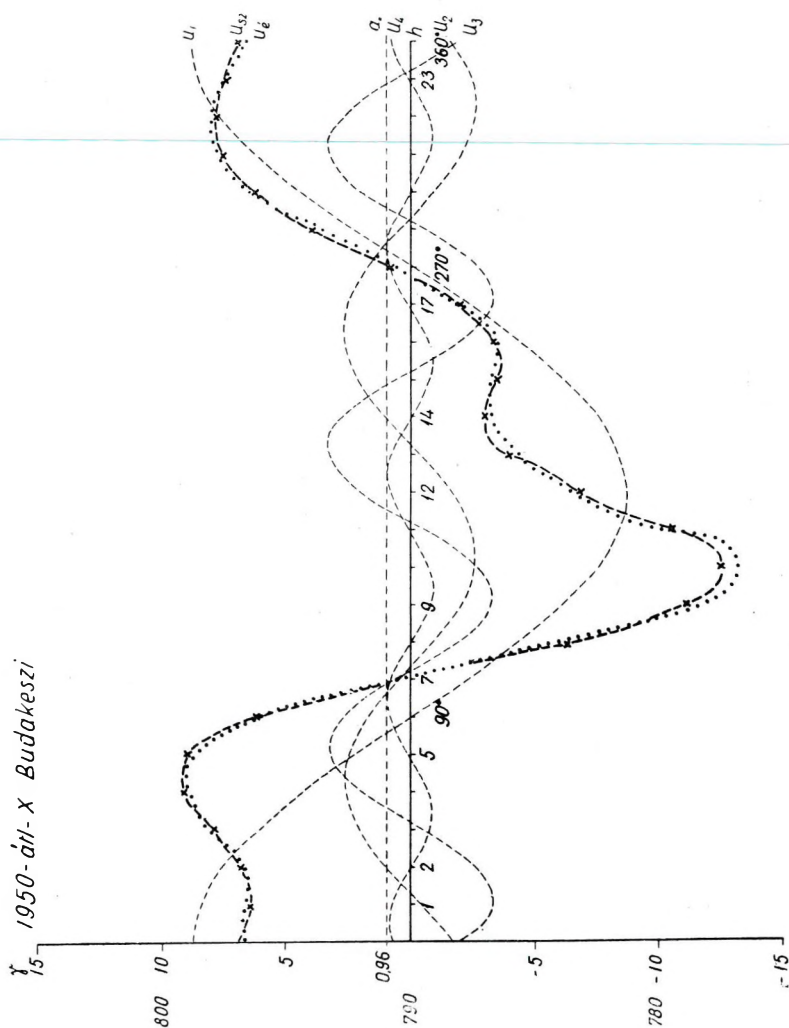
Az $[f(x) - f_3(x)]$ függvény határozott periodicitást mutat. (l. 4. táblázat). Az $[f(x) - f_4(x)]$ függvény viselkedésében már nem ismerhető fel szabályszerűség.

4. táblázat

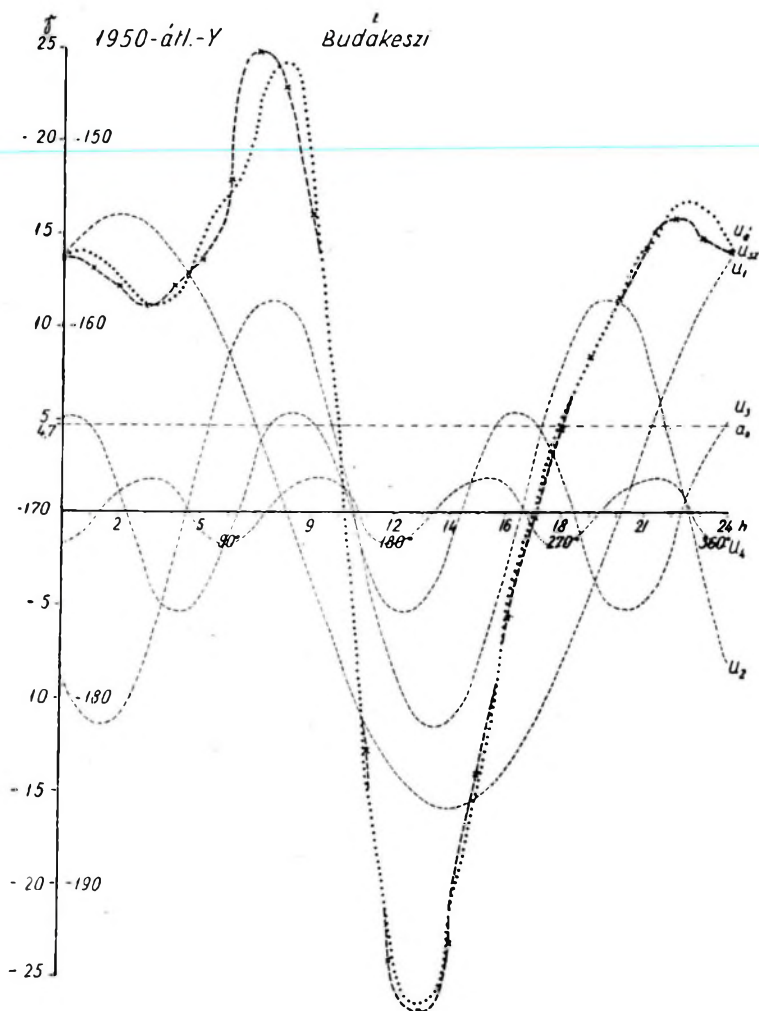
Az észlelt értékek és a trigonometrikus polinom első három tagjának összegéből képezett függvény különbségei $[f(x) - f_3(x)]$

h	Budakeszi			Niemegk		
	X	Y	Z	X	Y	Z
0—1	+0,9	—0,4	+0,3	+0,5	—1,9	+0,1
1—2	—0,1	+1,3	+0,5	+0,6	+0,4	+0,4
2—3	—0,6	+3,8	+0,7	—0,1	+1,0	+0,6
3—4	—0,9	+1,0	0,0	—0,8	+1,3	0,0
4—5	—0,2	+0,1	—0,6	—0,6	+0,6	—0,3
5—6	+1,0	—2,2	—0,8	+0,1	—1,5	—0,8
6—7	+0,7	—3,6	+0,2	+0,4	—2,0	—0,1
7—8	+0,4	+2,3	+1,0	+0,2	+0,2	+0,5
8—9	—1,1	+2,5	+0,6	—0,4	+2,0	+1,0
9—10	—1,2	—5,8	—0,5	—1,1	+1,3	—0,2
10—11	+0,5	—1,5	—0,8	—0,2	—0,7	—0,8
11—12	+1,0	—1,1	—0,2	+0,4	—1,3	—0,5
12—13	+0,4	—0,5	+0,3	+0,5	—1,0	+0,2
13—14	—0,3	+1,1	+0,5	+0,2	+0,2	+0,4
14—15	—0,5	+0,6	+0,5	—0,3	—0,8	+0,5
15—16	—0,7	+0,9	—0,1	+0,9	+1,5	+0,2
16—17	+0,2	—0,7	—0,5	+0,4	0,0	—0,5
17—18	+0,7	—1,8	—0,6	0,0	—1,9	—0,8
18—19	+0,4	—1,0	+0,3	+0,8	—1,7	—0,1
19—20	+0,2	+1,0	+0,7	+0,5	+0,2	+0,8
20—21	—0,6	+1,6	+0,4	—0,4	+1,1	+0,5
21—22	—0,6	+0,8	—0,1	—0,7	+0,5	—0,2
22—23	0,0	—0,8	—0,4	0,0	+1,0	—0,4
23—24	+0,5	—2,1	—0,7	—0,1	—0,1	—0,5

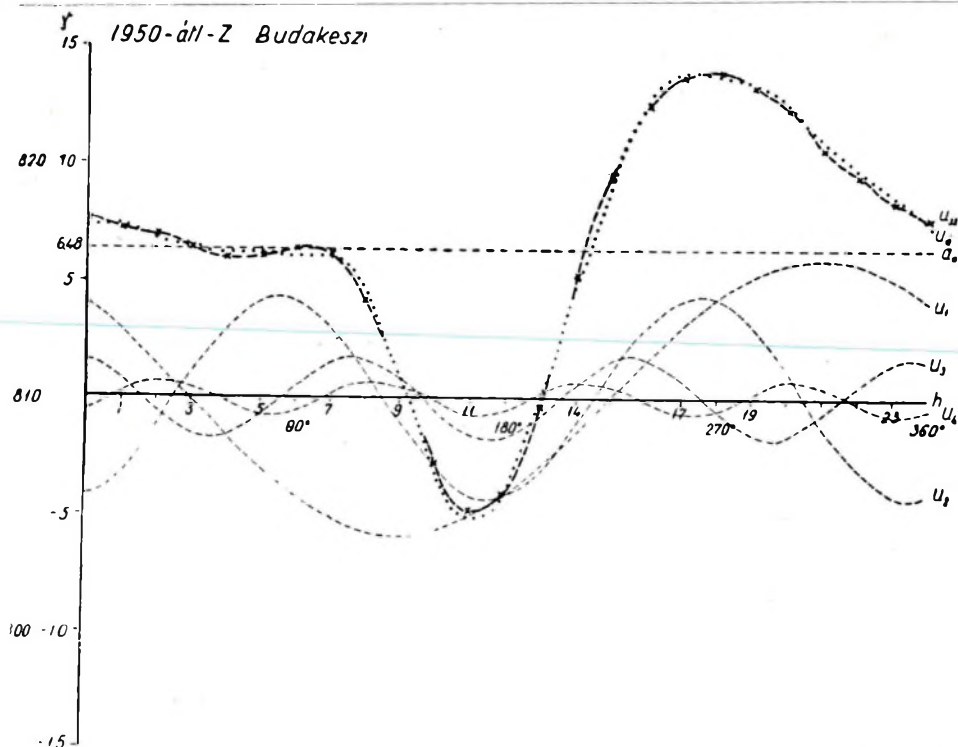
Az 1., 2., 3. ábrán a budakeszi obszervatórium 1950. évi észlelési adatai alapján szerkesztett görbét $f(x)$, valamint a számítás útján nyert felharmonikusokat (U_1 , U_2 , U_3 , U_4) és függvényértéket $f_4(x)$ tüntettem fel. A 4. ábra az észlelt $f(x)$ és a számított $f_3(x)$ függvények különbségeit ábrázolja.



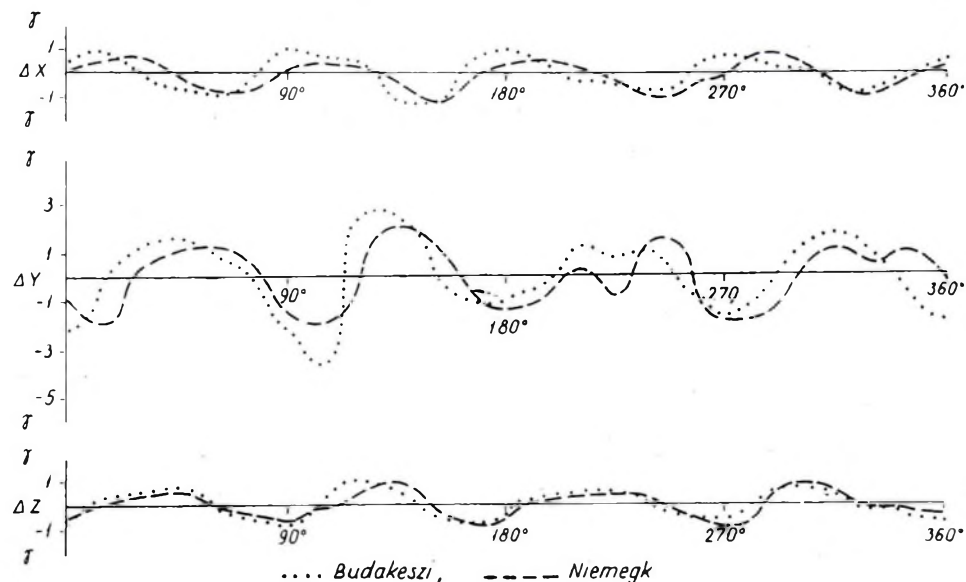
1. ábra. Az X komponens számított és észlelt értékeinek napi változása és az össze-
tevé felharmonikusok



2. ábra. Az Y komponens számított és észlelt értékeinek napi változása és az összetevő felharmonikusok



3. ábra. A Z komponens számított és észlelt értékeinek napi változása és az összetevő felharmonikusok



4. ábra. Az észlelt és számított értékek különbségei $f(x) - f_3(x)$

Az eredmények értékelése

A számított értékeket ábrázoló görbe követi a mérési eredmények alapján szerkesztett görbét. A vékony vonalak az összetevő harmonikusokat ábrázolják. A napi menetet tükröző görbék alakja követi a már régebben felismert szabályosságokat. Érdekes, hogy míg a számított és mért X értékekben a reggeli maximum időben megegyezik, addig a számított minimum fél órát késik. Az eltolódás az Y értéket ábrázoló görbénél is észlelhető. Reggel 7 órakor van 1 óra késés, délben egyeznek a görbék, míg a második minimumnál kb. fél óra késés mutatkozik a számított görbénél.

Újszerűbbek az észlelt $f(x)$ és a számított $f_3(x)$ függvények különbségét ábrázoló görbék, amelyek egy jellegzetes 6 órás hullámot mutatnak. Ez a periodicitás tapasztalható mind a budakeszi, mind a niemegki obszervatóriumnál, csupán időbeni eltolódás észlelhető, kb. fél óra, ami a két obszervatórium földrajzi fekvésével magyarázható. Ugyanezzel magyarázható, hogy az összetevők amplitúdói Niemegkben nagyobbak, mint Budakeszin. A 6 órás hullám amplitúdója az Y komponensnél a legnagyobb.

A földmágneses tér rövid periódusú változásait általában a magas légkörben folyó elektromos áramok hozzák létre. Feltehető, hogy a 6 órás periódusú változásokat is a magas légkör hasonló periódusú légmozgásai okozzák. Mivel a periódusok hossza azonos komponenseknél közel egyező, elképzelhető, hogy a magas légkörnek 6 órás periódusú légmozgása által okozott hullámgörbe csak mintegy rátevédik az alapgörbére. Mivel az Y komponens (deklináció) kitérése a legnagyobb, a létrehozó áram haladásának a mi szélességünkön főleg $E-D$ irányúnak kell lennie. Ez a feltevés beilleszkedik *Chapman* ionoszférikus áram-elméletébe is. Ugyanannál a komponensnél a hullámok amplitúdói a nap folyamán nem változnak. Ez arra enged következtetni, hogy a mágneses tér változását okozó áramerősség sem változik a nap folyamán.

A két obszervatórium közötti időbeni eltolódás átlagosan fél órára tehető, de ettől elég nagy eltérések is észlelhetők. Ez arra utal, hogy az áramrendszer helyzete a megfigyelő obszervatóriumokhoz viszonyítva kisebb értékben megváltozhat.

Minthogy vizsgálataim csak a budakeszi és a niemegki obszervatóriumok adatain alapulnak, a fenti következtetések is csak erre a két helyre vonatkozhatnak. Feltehető azonban, mivel a két obszervatórium eredményei megegyeznek, hogy a következtetések általános érvényűek.

További részletes vizsgálatok szükségesek más obszervatóriumok adatainak bevonásával, naponkénti mérések vizsgálatával a rövid periódusok időközének tisztázásához és a feltételezett áram irányának továbbvezetéséhez.

Ezúton is köszönöm *dr. Barta György* segítségét és a Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet Földmágneses osztály munkatársainak megértő támogatását, valamint az adatok rendelkezésemre bocsátását.

I R O D A L O M

- Barta György dr.*: A földmágnességi erő változásai Magyarországon. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1954. Földmágnesség. Akadémiai Kiadó, Budapest, 1956.
- Chapmann, S. — Bartels, J.*: Geomagnetism I—II. Oxford, 1951.
- Fanslau, G. — Wiese, H.*: Ergebnisse der Beobachtungen am Adolf Schmidt-Observatorium für Erdmagnetismus in Niemege in den Jahren 1946 bis 1950. Berlin, 1956.
- Terebesi, P.*: Rechenschablonen für harmonische Analyse und Synthese nach C. Runge. Berlin, 1930., Julius Springer.

J. LÁNYI

DIE TIEFENSTRUKTUR DER KLEINEN UNGARISCHEN TIEFEBENE, AUF GRUND GEOPHYSIKALISCHER MESSUNGEN

Unter den Landschaften Ungarns nimmt das unter dem Namen Kleine Ungarische Tiefebene bekannte junge Becken, das sich auch jenseits der Grenzen Ungarns fortsetzt, einen wichtigen Platz ein. Die Kenntnis seiner Tiefenstruktur ist, ausser dem Erkennen des Landes, auch aus industriellen Rücksichten von Bedeutung.

Die Studie befasst sich nur mit dem ungarischen, territorial jedoch grössten Teil der Kleinen Ungarischen Tiefebene. Dieses Gebiet ist geophysikalisch genügend durchforscht. Vom Jahre 1893 an wurden Messungen mit dem relativen Pendel, mit der Eötvös'schen Drehwaage und mit Gravimetern, ausserdem erdmagnetische Messungen durchgeführt; später wurden in diesem Gebiete auch seismische Reflexions-, Refraktions- und auch tellurische Messungen vollzogen. Die Studie befasst sich, nach einer geschichtlichen Übersicht, eingehend mit den einzelnen Messungen, untersucht sie von kritischem Standpunkte aus, und fasst die Resultate, nach Gegenüberstellung mit den Angaben der Tiefenmessungen, zu einem einheitlichem Bilde zusammen. Auf Grund eines auf diese Weise erhaltenen Tiefenstrukturbildes der Kleinen Ungarischen Tiefebene, können 2 wichtige Bruchlinien in SW-NO Richtung festgestellt werden, welche die Kleine Ungarische Tiefebene von W nach O verlaufend in 3 Teile teilen. Der erste Teil erstreckt sich von Sopron bis zur Linie Szombathely—Vát—Kapuvár, der zweite von der erwähnten Linie bis in die Gegend von Körömend—Szany—Öttevény, und der dritte Teil in östlicher Richtung bis zum westlichem Rande des Bakony.

Im ersten Teil ist das Grundgebirge aus kristallinem Schiefer und Diabas, im zweiten Teil aus kristallinem und mesozoischem Gestein und im dritten Gebiet ausschliesslich aus mesozoischem Gestein aufgebaut. Die Deckformationen bestehen im W aus miozänem und jüngerem, im O aus eozänem und jüngerem Sediment.

A MAGYAR KISALFÖLD MÉLYSZERKEZETE A GEOFIZIKAI MÉRÉSEK ALAPJÁN

LÁNYI JÁNOS

BEVEZETÉS

A Kisalföld üledékes medence, amely Pozsony és a Gerecse hegység között a Duna két partján terül el. Ez a tanulmány a Kisalföldnek csak a magyarországi részével, tehát a Dunától D-re eső területtel foglalkozik. Ezt a területet DK-en és K-en a Bakony, Gerecse és Vértes hegység, Ny-on pedig a Sopron—Kőszegi és Vas-hegység határolja. D-en és éles földtani és földrajzi határ nélkül megy át a DNy—dunántúli dombvidékbe.

A kézirat 1950. január 14-én érkezett.

A Dunántúlnak ez a része majdnem teljesen sík terület. Morfológiailag két teljesen különböző fő részre oszlik: a győri medencére és a D-i rész letarolt peremvidékére. Az „Alföld” elnevezést voltaképpen csak a győri medence érdemli meg, mert csak ez szoros értelemben vett síkság. Nagyrészt a Duna és a Rába hordaléka borítja.

A Duna erősen alsószakasz jellegű főágából egy mellékág, a mosoni Duna ágazik ki; ez fogja közre a Szigetközt. A Szigetköztől Ny-ra a mosoni síkság terül el, amely a Fertő—Hanság medencében folytatódik. Ezt a területet túlnyomórészt a Duna és a Lajta törmelékkúpja tölti fel.

A Kisalföldet DNY—ÉK irányban a Rába folyó szeli át, amely a tőle Ny-ra levő Rábcával az ún. Rábaközt fogja körül. A Rábaközben végződik D felé a győri medence.

A letarolt D-i peremvidék tökéletlen síkság. Átlagos magassága közel 100 m-rel nagyobb mint, a győri medencéé. Főbb területegysége: a Rába és a tőle K-re folyó Marcal között elterülő Kemeneshát, majd ennek a Marcal felé alacsonyodó része a Kemenesalja, végül a Marcal-medence, amelyből két bazaltvulkánkúp, a Somlyó és a Ság emelkedik ki. Győrtől K-re fekszik a Vértesalja dombvidék, amely a Kisalföld K-i határa.

* * *

A Sopron környéki paleozóos, kristályos alaphegység Kópháza tájékán a mélybe süllyed. Fölötte neogén üledékes kőzetek vannak, amelyek az alaphegység domborzatának megfelelően változatos vastagságban települnek. A Kisalföldi medence DK-i részén az alaphegység minden valószínűség szerint mezozóos; anyaga és rétegtani alkata feltehetően egyezik a DK-i peremet alkotó Bakony hegységével.

A terület legújabb földtani térképét a M. Áll. Földtani Intézet 1956-ban állította össze. Ismertetésünkben erre a térképre támaszkodunk.

* * *

A Kisalföld medenceszerű besüllyedése a harmadkorban kezdődött. A továbbiakban fogunk állást foglalni abban a kérdésben, hogy az egyes területrészek pontosabban mikor indult meg a harmadkori üledékképződés. Nem vitás, hogy a süllyedés, a pannóniai emelethez érte el legnagyobb intenzitását; ennek megfelelően a medencét túlnyomóan pannóniai üledékek töltik ki. A pannóniai emelet után jelentős szerkezeti mozgások már nem voltak.

A pannóniai és ennél idősebb harmadkori üledékek településükben nagyban és egészben követik az alaphegység domborzatát, amely megszabta ülepedésüket. Ebből következik, hogy az alaphegység morfológiája és a fedőhegység szerkezete egymással vonatkozásba hozható. Ez viszont azt is eredményezi, hogy geofizikai kutatásaink tárgyául az alaphegységet akkor is választhatjuk, ha a fedőhegység szerkezetét akarjuk felderíteni, de ennek esetleg valamilyen akadálya van.

A következőkben a Kisalföldön végzett geofizikai méréseket és azok eredményeit ismertetjük; majd a mérések szolgáltatott adatok segítségével megkíséreljük felvázolni a Kisalföld korszerű földtani képét.

Gravitációs mérések

A gravitációs *Bouguer*-féle anomália-térképek a sűrűségeloszlás képét tükrözik. Ez nem mindig hozható közvetlen kapcsolatba földtani szerkezettel.

A dunántúli mélyfúrásokból származó fúrómagok sűrűségvizsgálata szerint az alaphegységet alkotó paleozóos és mezozóos kőzetek sűrűsége nagyobb, mint a felettük levő fiatalabb korú üledékes kőzeteké.

Az alábbi táblázatban közülük néhány kisalföldi mélyfúrás fúrómagjain végzett sűrűségvizsgálatok súlyozott középértékeit.

Kőzetsűrűségek az egyes mélyfúrásokban

Kőzetek	M é l y f ú r á s o k								
	Vát-1	Bük-1	Bük-2	Pi-1	Pi-2	M-1	M-2	M-3	Kö- zép- érték
Felső pannon	—	2,24	2,26	2,12	2,14	2,17	—	—	2,17
Alsó pannon	—	2,33	2,39	2,31	2,04	2,43	2,54	—	2,34
Torton mészkő	—	—	2,49	—	2,36	—	—	—	2,42
Paleozóos kristályos kőzet	2,66	2,78	2,72	2,52	2,71	—	—	2,64	2,68
Mezozóos alapkőzet (földolomit)	—	—	—	—	—	—	—	—	2,71*

* A Halimba környéki kutatófúrásokból számított középérték.

A táblázatból látható, hogy a paleozóos és mezozóos alapkőzetek között a sűrűségkülönbség kicsi, míg a fedőhegység és az alaphegység között ez a különbség nagyobb.

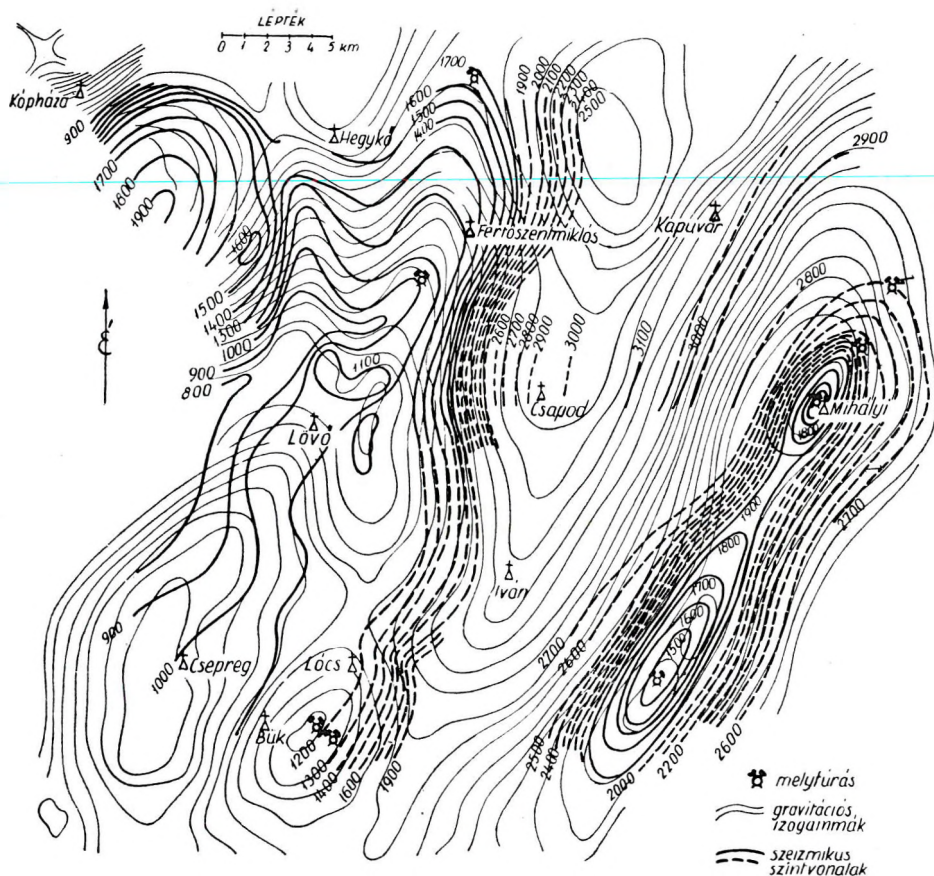
Várható tehát, hogy a területen a *Bouguer*-anomáliák vonalait — közvetlenül vagy közvetve — az alaphegység vonulatai alakítják ki.

Az első gravitációs méréseket a Dunántúlon *R. von Sterneck* végezte [19] az 1893. és az azt követő években. Ezek a mérések relatív ingamérések voltak, meglehetősen nagy középhibával [20].

Az *Oltay Károly* által 1929—1933-ban végzett relatív ingamérések alapján szerkesztett gravitációs anomália-térképet tekinthetjük az első olyan térképnek, amely tájékozódást nyújt a Kisalföld sűrűségeloszlási viszonyairól. [17]. Tanni és Holopainen 1942-ben, ill. 1947-ben megjelent anomália térképei nem mutatnak lényeges eltérést *Oltay Bouguer* izoanomália térképével szemben, sem az anomáliák nagysága, sem azok menete szempontjából [20].

Az 1933—1944-ben az *Eurogasco*, ill. a Maort keretében *Oszlaczky Szilárd* és munkatársai végeztek Eötvös-inga méréseket a Dunántúl

legnagyobb részén. 1939—1949-ben *Facsinay László* graviméterrel, a relatív ingaállomások részbeni újramérésével és újabb állomások közbeiktatásával alaphálózatot teremtett, amelyben az előbbi mérések beilleszthetők voltak.



1. ábra. Gravitációs anomália és az alaphegység szeizmikus szintvonalas térképe a Kisalföld Ny-i részén

Az 1952. évben a Geofizikai Intézet keretében *Nyitrai Tibor* Heiland-graviméterrel végzett méréseket Vát—Szombathely környékén.

Ezeknek a méréseknek az egyesítéséből alakult ki a Kisalföld gravitációs térképe. Ez képezi még ma is alapját a Dunántúlról, ill. a Kisalföldről alkotott gravitációs térképnek (1. ábra).

A *Bouguer*-féle anomália-térképek nagyobb minimumvonulatai, ill. az ezeket szegélyező sűrűbb izogamma-vonalak feltehetően a főbb törésvonalakat mutatják. Ezek: a Rába vonala, a Mosonszentpéter—Répcelak vonal és az ettől Ny-ra levő DNY—ÉK irányú rövidebb törésvonalak.

A Kisalföld középső részét elfoglaló nagy depressziós zónát úgy magyarázhatjuk, hogy ott az alaphegység — bármi legyen is az — nagy mélységbe süllyedt le. A szeizmikus és tellurikus mérések megerősítették, hogy ez valóban így is van, és a szeizmikus sebességek változása alapján valószínűsíthetjük, hogy itt van a paleozóos és mezozóos alaphegység érintkezési vonala is.

A pozitív gravitációs anomáliák magyarázatául elsősorban az alaphegység bérceit tételezzük fel. Ezt az értelmezést alátámasztják a mélyfúrások, mint pl. a Mihályi környéki, a Répcelak, Vát és Röjtökmuzsaj környékén végzett fúrások, amelyek a fiatalokorú üledék alatt mindenütt alaphegységet találtak a gravitációs maximumokon kiemelt, a minimumokon lesüllyedt helyzetben. A gravitációs anomáliák fenti értelmezését — a Kisalföld egész területére vonatkozólag — főleg a szeizmikus mérések igazolják. Ezek szerint a Sopron környéki kiemelkedésektől eltekintve az alaphegység majdnem mindenütt jelentős mélységben van és felszínén kiemelkedések és mélyedések váltják egymást, amelyeknek iránya egyezést mutat, nagysága pedig vonatkozásba hozható a gravitációs anomáliákkal.

Az 1. ábrán a Bouguer-anomáliákon kívül az alaphegység szintvonalait is feltüntettük. Az egyezés feltűnő.

A Csapod—Mihályi szakaszon a Pi-1 és M-1 mélyfúrások között, a Fo-3 szeizmikus, reflexiós mérési vonalon gravitációs úton próbáltuk meghatározni az alaphegység mélységét. A számítások célja az volt, hogy megállapíthassuk a gravitációs anomáliák összefüggését a mélységi viszonyokkal. A számítások azt mutatják, hogy a mélyfúrásokból megismert földtani rétegek és sűrűségadatok figyelembevételével kiszámított rétegmélységek reálisak és a később ismertetett szeizmikus mérések eredményeivel jó összhangban vannak.

Ugyancsak számításokat végeztünk annak a feltevésnek további alátámasztására, hogy a gravitációs anomáliákat túlnyomórészt az alaphegység mélységváltozásai okozzák. A számítások eredménye az volt, hogy a kristályos alaphegység hatása jelentékenyen nagyobb, mint a felette levő üledékes kőzeteké.

Megállapítható tehát, hogy ezen a területen a *Bouguer*-féle anomáliatérképet szabad mélydomborzati értelmezésre felhasználni és ilyen vonatkozásban — jóllehet csak kvalitatív értelemben — szabad egybevetni a szeizmikus mérések eredményeivel. A kétfajta eredmény kvalitatív egyezése mindkét geofizikai mérésre kedvező fényt vet.

Földmágnességi mérések

A földmágnességi tér anomáliáit a földkéreg külső részét felépítő kőzetek különböző mágneses tulajdonságai okozzák. Elsősorban a kőzet mágnesezhetőségének, a mágneses szuszceptibilitásnak van ebből a szempontból jelentősége. A laboratóriumi mérések és a tapasztalatok szerint a magmás kőzeteknek általában nagyobb a mágneses szuszceptibilitásuk, mint az üledékes kőzeteké. Ez azért van, mert az üledékes kőzetekben rendszerint nem dúsulnak fel azok az anyagok, a magmás és átalakult

közetek ún. színes elegyrészei, amelyek mágnesezhetőek. A magmás és átalakult közetek szuszceptibilitása első közelítésben kvarctartalmukkal fordítva arányos.

Az alábbi táblázatban feltüntetjük néhány magyarországi kőzetfajta mágneses szuszceptibilitását.

K ö z e t	Szuszeptibilitás
Vulkáni közetek (andezit, bazalt, riolit stb.)	$3000-5000 \cdot 10^{-6}$ cgs
Kristályos, metamorf kőzet	$100-1000 \cdot 10^{-6}$ cgs
Üledékes kőzetfajták (homok, márga, agyag, mészkő)	$0-100 \cdot 10^{-6}$ cgs

Megjegyezzük azonban, hogy a mágnesezhetőség szempontjából az azonos kőzetfajták is igen nagy eltéréseket mutatnak.

A földmágnességi anomáliáktól a Kisalföldön azt várhatnánk, hogy elsősorban az eltemetett vulkáni kőzeteket jelzik; másodsorban a kristályos alaphegység domborzatát és végül, mint mágneses depressziós zónákat, a karbonátos üledékekkel vastagon borított részeket.

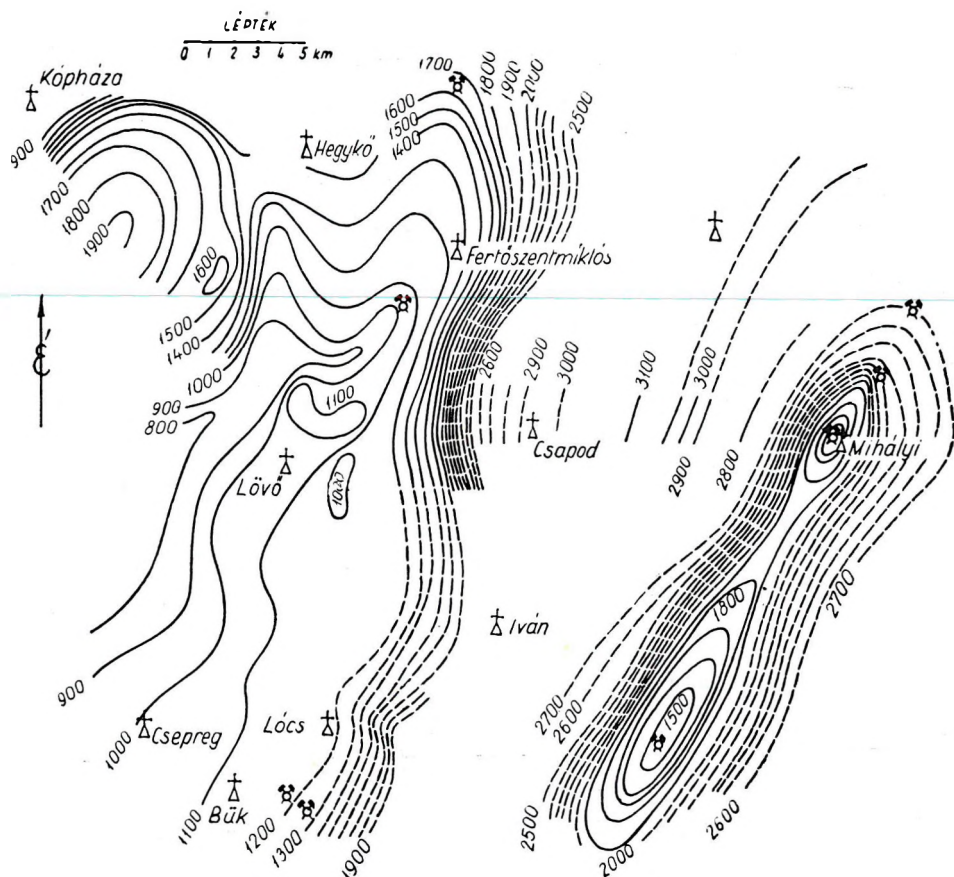
A Kisalföldön földmágnességi méréseket már a múlt században is végeztek. Ezeknek azonban a műszerek tökéletlensége és a mérések rendszertelensége következtében a mélyszerkezet megismerése szempontjából jelentőségük nincsen.

A Kisalföld első rendszeres földmágnességi felmérése (az Eurogasco keretében) *Scheffer Viktor*, *Kántás Károly* és *Kretzoi Miklós* nevéhez fűződik. Vertikális intenzitásméréseket végeztek az 1934–1944. években regionális felderítés céljából. A mérések az egész Dunántúlra kiterjedtek. A mintegy 16 000 állomáson észlelt adatokat egységes szintre redukálták. A mérések eredményét anomáliatérképen foglalták össze.

A 2. ábrán bemutatjuk ezt a térképet, az összehasonlítás kedvéért az alaphegység szeizmikus szintvonalalaival együtt.

A térkép adataiból, annak alapján, hogy a szanyi mélyfúrás egy pozitív mágneses anomália területén 144 m vastagságban andezitet harántolt, megállapíthatjuk, hogy a Kisalföldön a mágneses anomáliákat — a várakozásnak megfelelően — elsősorban vulkáni tömegek okozzák. Szembetűnő a Kisalföld ÉNy-i zónájában egy, az ÉNy-i Kárpátok csapásirányát követő, D-en a Bacher-hegységnek tartó nagy pozitív mágneses anomália vonulat, amelyet feltehetően eltemetett vulkánok okoznak.

A Kisalföldre egyébként alacsony mágneses anomáliaértékek esnek. Ebből kisebb pozitív anomália-értékekkel kiemelkednek egyes területek; ezeknek határvonalai azonban nem követik a kristályos alaphegység kiemelkedéseinek kontúrjait. A földmágnességi anomáliák képe tehát nem tükrözi a paleozóos alaphegység domborzatát, ami csak azzal ma-



2. ábra. A függőleges térerősség anomáliái és az alaphegység szeizmikus szintvonalas térképe a Kisalföldön

gyarázható, hogy a kristályos, metamorf palának, amely itt az alaphegységet képezi, igen kicsi a mágneses szuszeptibilitása és nem különbözik lényegesen a fedőhegységtől.

Ennek a feltevésnek a további alátámasztására a Geofizikai Intézet Földmágnességi Osztálya szuszeptibilitási vizsgálatokat végzett egy Sopron környéki felső-pannóniai agyag, egy kristályos pala, egy gnájsz és egy kvarcit kőzetmintán. A vizsgálatok szerint sem a felső-pannóniai üledék, sem a paleozóos alaphegységet alkotó kőzetminták szuszeptibilitása nem nagyobb $10 \cdot 10^{-6}$ cgs körüli értéknél.

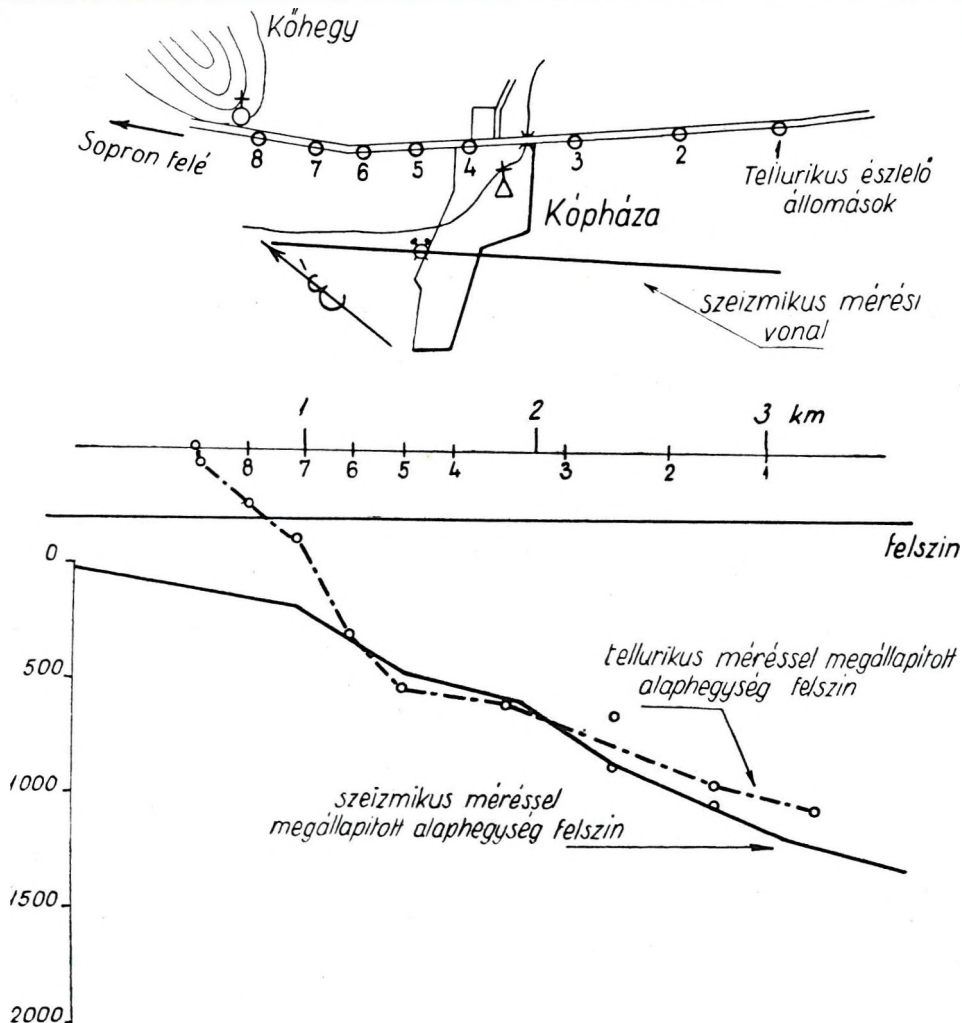
Bár a vizsgált kőzetminták száma kevés és a minták sem jellemzők a Kisalföld minden részére, a tájékoztató jellegű vizsgálatok eredménye feltevésünket mégis bizonyos mértékben alátámasztja.

Geoelektromos mérések

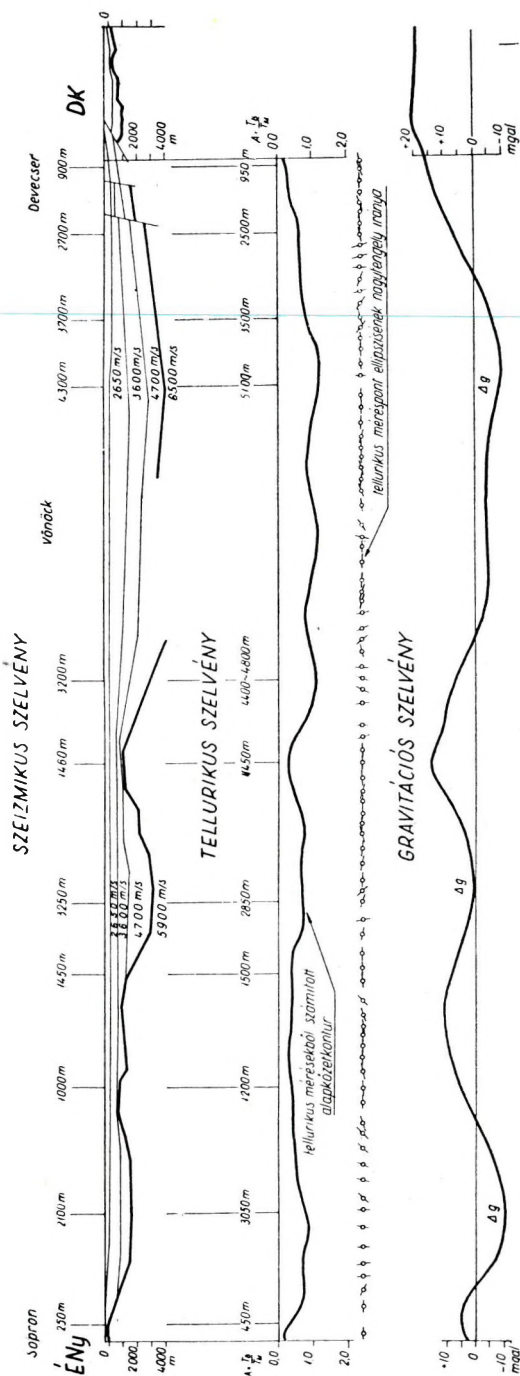
Az elektromos mérési módszereknek — a tellurikus módszer kivételével — nincsen jelentőségük regionális mélydomborzati felderítés szempontjából.

Igen figyelemre méltók azonban a Kisalföldön végzett tellurikus mérések, amelyek kizárólag a kristályos alaphegység domborzatának és mélységének kinyomozására irányultak.

Ezzel a módszerrel először az 1953—1954. években a Soproni Műszaki Egyetem geodéziai és geofizikai munkaközössége végzett kísérleti méréseket Kántás Károly egyetemi tanár vezetésével. Az alaphegység



3. ábra. Fáziskorrelációs refrakciós és tellurikus szelvény Sopron környékén



MAGYARÁZAT
1850-4700 m/s sebességű réteg: nagyon üledékes kőzetek; 5900 m/s sebességű réteg: kristályos pala (paleozoikum); 6500 m/s sebességű réteg: fiatal mészkő (mezozoikum)
1200 m szeizmikus és tellurikus mérésekből számított mélység

4. ábra. Szeizmikus, tellurikus és gravitációs mérések összehasonlítása a Kisalföldön

domborzatának és mélységének meghatározása céljából három kísérleti szelvényen mértek. Az egyik vonal az alapkőzet kőhegyi kibúvásától a Győr—Sopron műút mentén kb. 3 km hosszúságban húzódott DK-i irányban, és célja az alaphegység lesüllyedési helyének meghatározása volt. Az alaphegységről kapott kép igen jó egyezést mutat az 1957. évben fáziskorrelációs, refrakciós eljárással végzett mérésekből kapott szeizmikus szelvénnel, mint azt a 3. ábra mutatja. A felszín közelében az eltérést az okozza, hogy a két vonal az elején távolabb volt egymástól.

A Mihályi és Szany között húzódó és az M-1 és Sza-1 mélyfúrásokat összekötő tellurikus szelvényt az 1953. évi szeizmikus, reflexiós mérések vonalán telepítették, a két mérés eredményeinek összehasonlítása céljából. A szeizmikus mérés a későbbiekben kifejtett okok következtében az alaphegységről felvilágosítást nem nyújtott. A tellurikus mérés azonban az alaphegység felszínéről olyan áttekintést adott, amely egybevág azzal a mélydomborzati képpel, amelyet a gravitációs és a szeizmikus mérések értelmezése alapján rajzoltunk meg és amelyet a két mélyfúrás alátámaszt.

A harmadik kísérleti vonal Csapod és Beled községek között húzódott. A méréseket elég nagy állomásközökkel végezték, és így az csak nagy vonalakban ad képet az alaphegységről. Ez a kép a szeizmikus mérésekből szerkesztett szintvonalas térkép adataival jól egyezik.

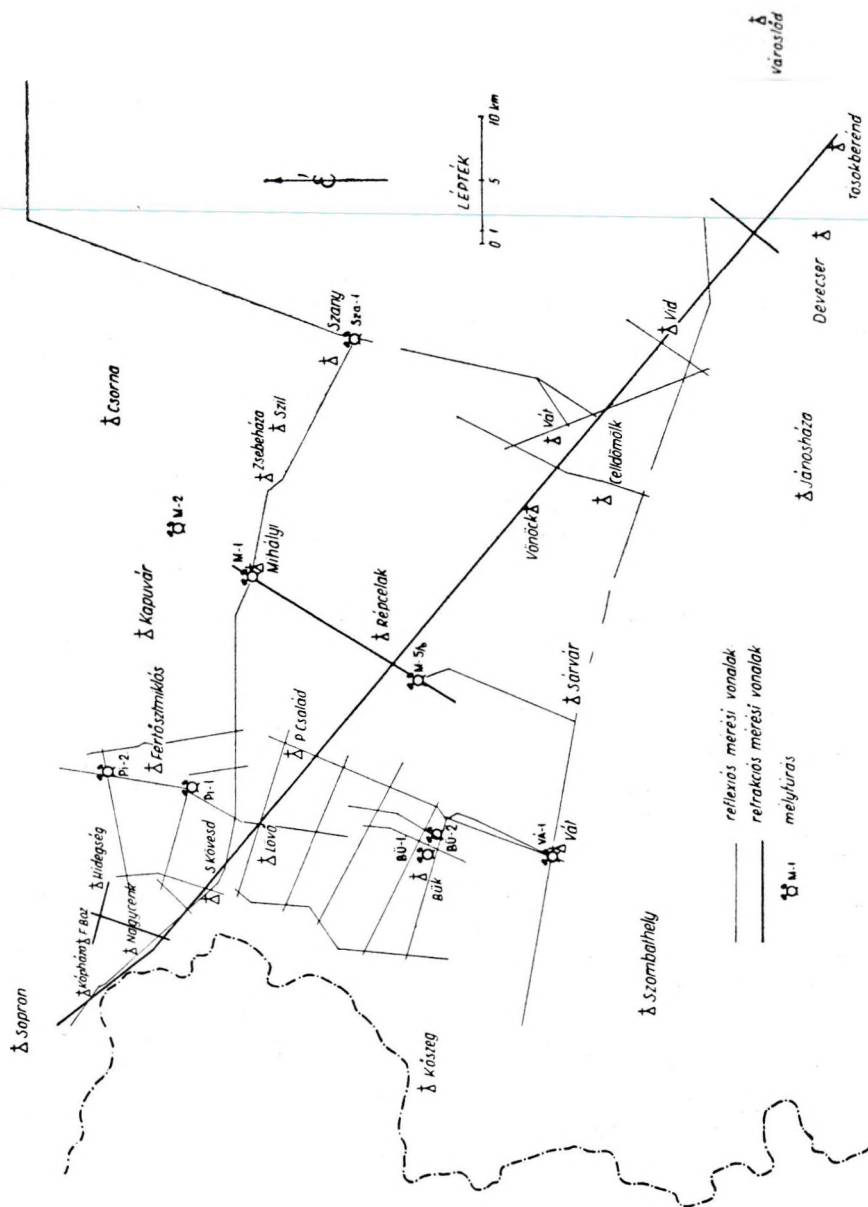
Az 1957. évben a Geofizikai Intézet kutatásainak keretében *Erkel András* végzett regionális tellurikus kísérleti méréseket a Kisalföldön. A mérési eredményt a 4. ábrán láthatjuk. A rajzon a szeizmikus és a gravitációs szelvényt is feltüntettük a közvetlen összehasonlítás végett. Az ábrából megállapítható, hogy az alaphegység felszínére vonatkozóan a szeizmikus és a tellurikus mérés általában azonos adatokat nyújtott, és, hogy kvalitatíve a Δg -görbe is egybevág ezekkel az adatokkal. A szeizmikus és a tellurikus mélységadatok különbségeit részben az okozza, hogy a két szelvény nem pontosan együtt futott; főleg azonban az, hogy a tellurikus mélységszámításnál az alaphegység-fedőhegység ellenállásvizonyt állandónak tételezték fel, ami egy 100 km-es vonalon nyilván nem érvényes.

Meg kell még említenünk ezzel a tellurikus méréssel kapcsolatban, hogy a mozgó állomás tellurikus terének potenciálgradiense által súrolt tér, az ún. ellipszis nagytengelyével kijelölt dőlésirányok általában egyértelműek a gravitációs izogamma- és a szeizmikus izohipsza-vonalakkal.

Szeizmikus mérések

Az első szeizmikus méréseket a Kisalföldön a Seismograph Service Corporation végezte az 1935—1936. év telén Nagycenk—Fertő—Kapuvár—Mihályi környékén kőolajkutatói céllal. Ezek a mérések ma már elavultaknak tekinthetők, mert erről a területről újabb, modernebb eszközökkel végrehajtott méréseink vannak (5. ábra).

I. Az első, tudományos és gyakorlati szempontból is jelentős szeizmikus mérést a Magyar Állami Geofizikai Intézet végezte az 1952. évben a Kőhegy, Pinnye, Rőjtök, Csapod, Mihályi területen. A mérés célja



5. ábra. Szeizmikus mérések helyszínrajza

a kristályos alaphegység nyomankövetése volt a kőhegyi kibúvástól a mihályi mélyfúrásig.

A mérés eredményét feltüntető szeizmikus szelvényeken igen sok reflektáló felületelem látható, ami nem meglepő, mert a Kisalföld a jó reflexiókat adó területek közé tartozik. A szelvények túlnyomó részében a legalsó felületelemek egy része erőteljes reflexiókból származik és általában jól korrelálható. Ez a szint az M-1, Pi-1 és Pi-2 mélyfúrások, valamint az 1957. évi fáziskorrelációs refrakciós mérések szerint maga a kristályos alaphegység. Bár elméletileg fennáll a lehetősége annak, hogy a reflexiók egyes helyeken az alaphegység felett települt valamilyen más szintről, pl. a tortonai-szarmata emelethatárról vagy valamely homokkő-lencséről származnak, mégis ennek valószínűsége csekély. A tortonai mészkő és a kristályos alaphegység között ui. elég jelentékeny sűrűségkülönbség és — feltehetően — rugalmassági különbség van, ezért azokon a helyeken, ahol esetleg feltételezhetnénk, hogy a reflexió nem az alapkőzetről, hanem valamely fölötte települt kőzetről származik, az alaphegységről is kellene reflexiókat kapni. Jól látható ez a későbbiekben részletezett 1953. évi és a V-1 mélyfúráson áthaladó szelvényen, ahol erőteljes reflexiókat kaptunk a mélyfúrásokkal igazolt miocén rétegről és az alatta levő paleozóos alaphegységről is. Az előzőekben említett szinten ilyen jelenséget nem tapasztaltunk, tehát igen nagy valószínűséggel feltehető, hogy a legalsó — erőteljes reflexiókból származó — felületelemek korrelált szintje általában mindenütt az alaphegységet jelenti. Az alaphegység felszínéről színvonalas térképet is szerkesztettünk, amelynek helyességét — mint említettük, — a mélyfúrások (M-1, Pi-1, Pi-2), valamint az 1957. évben végzett fáziskorrelációs refrakciós mérések nagymértékben alátámasztották.

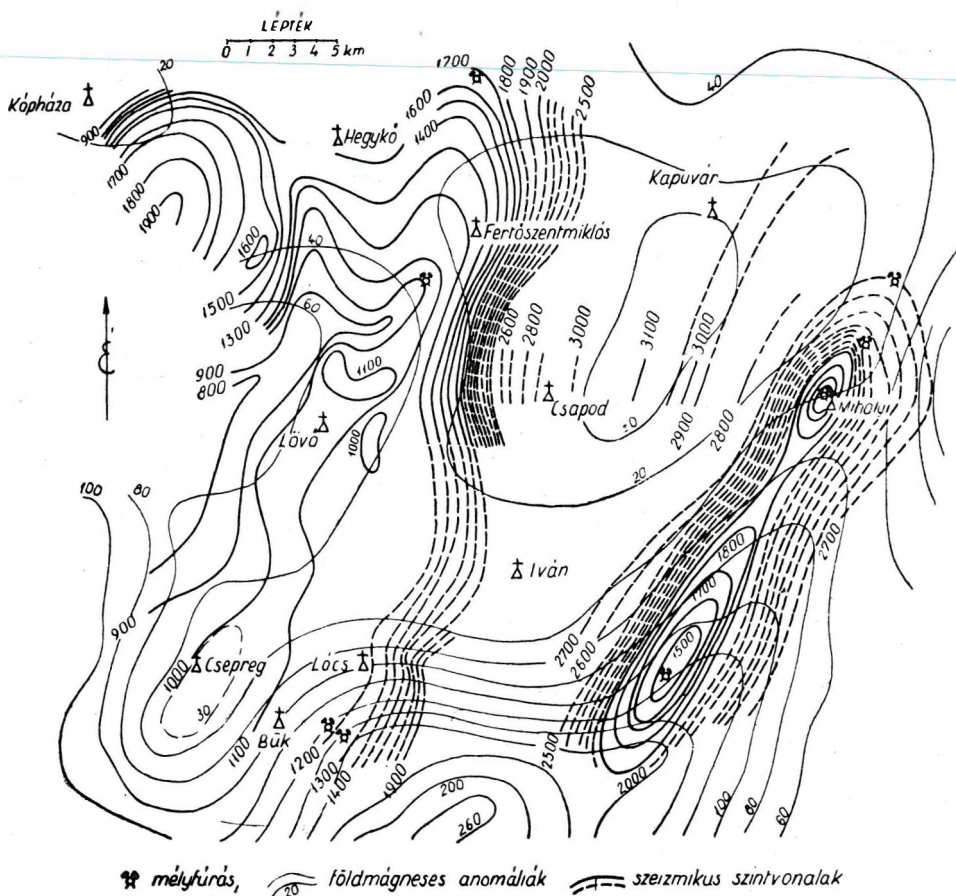
Látható, hogy az alaphegység felszíne rendkívül tagolt. Soprontól DK felé haladva az alaphegység utolsó kibúvása a Kőhegy és a Harkai csúcs. Ettől DK-re az alaphegység kb. 2100 m mélyre süllyed és egy — közelítőleg kör alakú — medencét alkot Sopronkövesd, Fertőboz, Hídeg-ség, Nagycenk tájékán. Innen kezdve DK-i irányban enyhe dőlésű fennsíokban folytatódik. Lövé és Pusztacsalád között ív alakú terrasszal 3000 m körüli mélységet ér el, majd Répcelak és Mihályi közötti vonalban újra 1500—1600 m-re emelkedik fel. Az alaphegység mélységingadozása tehát a Sopron környéki kibúvástól számítva több mint 3000 m-t tesz ki.

Egyes szelvényeken erőteljes reflexiókból szerkesztett és jól korrelálható szint jelentkezik az alaphegység felett, amely a mélyfúrások és a fáziskorrelációs mérések szerint az alsó--felső-pannon határral azonosítható. Több szelvényen ez a szint a sok reflexió miatt biztosan nem állapítható meg, ezért ennek a rétegnek a mélysége egyes helyeken eléggé bizonytalan.

A mérések kimutatták továbbá, hogy a Pusztacsalád és Mihályi közötti szakaszon még egy másik korrelálható szint is jelentkezik az alaphegység felett. Ez a réteg a közeli M-2 mélyfúrás szerint valószínűleg miocén képződmény.

II. Ezeknek a méréseknek a továbbfolytatását képezik az 1953. évi reflexiós mérések a Pinnye—Csapod—Vát háromszögben. Ezeket a méréseket léglövessel végeztük.

Ezen a mérési területen — mint várható volt — határozottabb reflexiókat az alsó- és felső-pannóniai képződmények határfelülete tájáról, valamint az alaphegységről kaptunk. A szintek azonosítására a Bű-1 és a Bű-2 mélyfúrások adatait használtuk fel. Innen tudjuk azt is, hogy az alaphegység paleozóos. A később (1956—1957-ben) végzett fáziskorrelációs refrakciós mérések, amelyek alaphegységkutatásra a Magyar Medencében általában alkalmasabbak, ugyancsak megerősítették a fenti azonosítást.



6. ábra. Az alaphegység szeizmikus szintvonalas térképe a Kisalföld ÉNy-i részén

A feltételezett és a fentiek szerint azonosított alaphegységről szintvonalas térképet készítettünk (6. ábra). Ebből látható, hogy az alaphegységnek értelmezett szint a terület túlnyomó részén egy viszonylag kis mélységben (800—900 m) fekvő platót formál, amely DK-i irányban eleinte enyhén lejtőse, majd ívalakú terraszokat alkotva lépcsőzetesen süllyed a mélységbe.

Az alsó- és felső-pannóniai emelet határának tartott — felsőbb — szint bizonytalanabb, mert a mélysége egyes szelvénykeresztéseknél nem egyértelmű. Az mindenestre nyilvánvaló, hogy a pannóniai rétegek dőlése, amelyet ez a szint jellemez, jóval kisebb szögű, mint az alaphegységé; azaz a pannóniai rétegek — ha településükben, nagyban és egészben, követik is az alaphegység domborzatát — a felszín felé közeledve egyre inkább kisimulnak.

III. Szany és Mihályi között az M-1 és a Sza-1 mélyfúrás között, ugyanabban az évben és azonos eljárással regionális kutatást végeztünk. Az alaphegység azonban ezen a területen túlságosan mélyen (csaknem 3000 m mélységben) van ahhoz, hogy a légrobbantással keltett rengéshullám odáig lehatolhasson. Ezek a kutatások tehát csak a fedő dőlésviszonyairól tájékoztattak.

IV. Regionális szeizmikus, reflexiós méréseket végzett az 1954. évben a Maszolaj Rt. is a Nagyigmánd—Győr—Szany—Devecser—Vát—Répcelak vonalon lyuklövessel. Ezek a mérési vonalak áthaladtak a Sza-1, M-4, M-5/b és a Vát-1 mélyfúrásokon. A mérések, bár a fedőhegység dőlési viszonyaira értékes felvilágosítást adtak, korrelálható szintet nem eredményeztek és az alaphegységről felvilágosítást nem nyújtottak.

V. A két, utóbb ismertetett regionális, reflexiós mérés eredménytelenségéből feltételezhető volt, hogy a reflexiós eljárás — legalábbis a Kisalföldön — az alaphegység domborzatának meghatározására nem mindenütt alkalmazható. Más — az alaphegység közvetlen meghatározására alkalmasabb — szeizmikus eljárással kellett tehát kísérletet tenni.

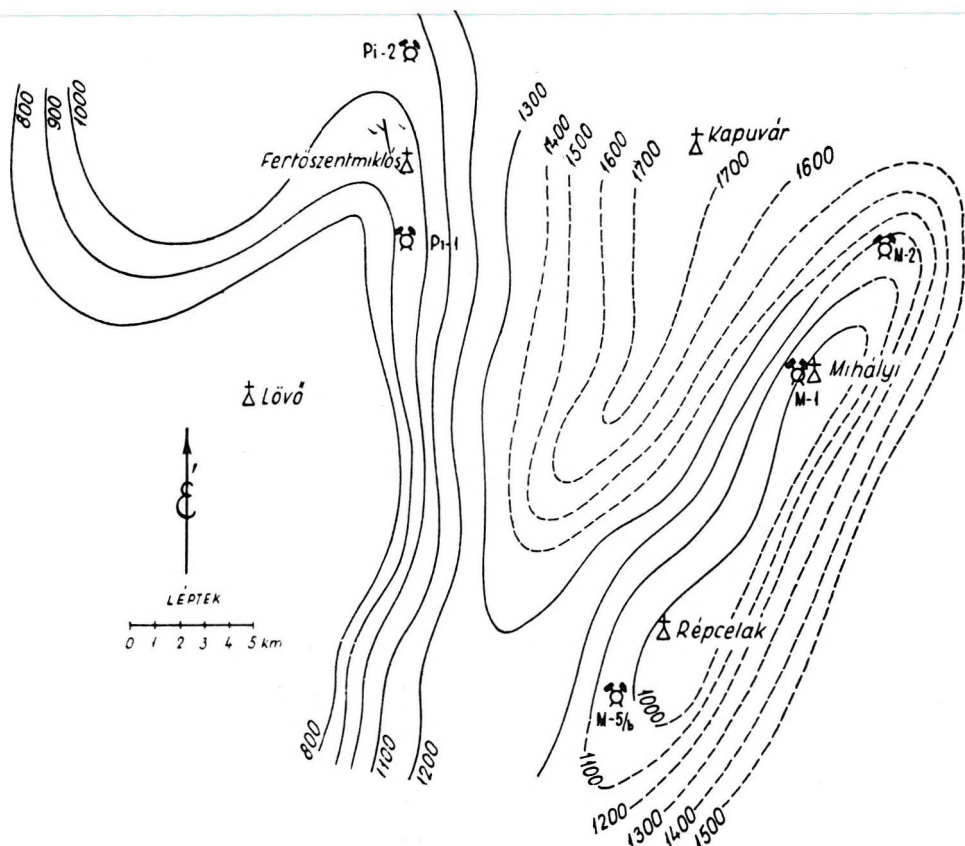
A külföldi irodalomból ismert ún. fáziskorrelációs refrakciós eljárás alkalmasnak látszott a szeizmikus alaphegységkutatásra.

Szükségessé vált tehát a fáziskorrelációs eljárás hazai viszonyok között történő kísérleti kipróbálása. A kísérletek helyeül a Kisalföldet választottuk.

A mérés folyamán megállapítható volt, hogy a fáziskorrelációs refrakciós eljárás hazai viszonylatban jól alkalmazható. A robbantópontok távolságának megfelelő megválasztásával az alaphegységről — bármilyen mélyen is legyen — mindig kaphattunk refrakciós beérkezéseket. A fedőképződmények egyes tagjai jellemző, nagy távolságban is közel azonos sebességgel jelentkeztek.

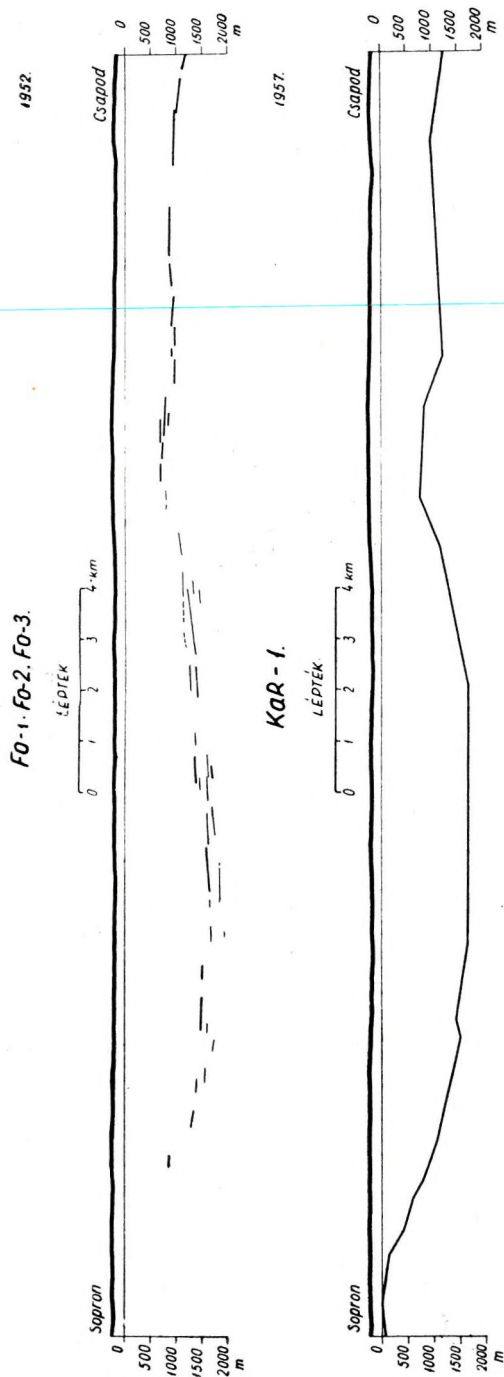
Az alaphegység mélysége általában részletesen, de legalábbis nagy vonalakban mindenütt meghatározható volt. A Csapodtól DK-re végzett kutatás azt mutatta, hogy az alaphegység 3500 m körüli mélységbe süllyedt (7. ábra), majd a Répcelak—Mihályi környéki gerincnél 1500 m körüli mélységre felemelkedik és innen tovább DK-re először erősen, majd gyengébb dőléssel újból 4000 m-en aluli mélységre süllyed. A Rába vonalától DK-re, kb. 9 km hosszú szakaszon a robbantópontok közelsége miatt az alaphegységről beérkezéseket nem kaptunk. Celldömöktől DK-i irányban az alaphegység már más sebességgel és jelleggel jelentkezett. Az alaphegység itt már valószínűleg mezozoós. A sebességváltozás is valószínűleg ezért észlelhető.

Devecser környékén az alaphegység lépcsőzetesen közeledik a felszínhez és Ajkánál kibúvik a medenceüledék alól. Ha a kibúvás rétegtani összetételét extrapoláljuk a medence alá, akkor a medence fenekét képező alaphegység felépítésében triász dolomitot és kréta mészkövet tételezhetünk fel. Feltételezhetjük azt is, hogy a fedőösszlet eocén képződményekkel kezdődik, jóllehet ez az eddig tárgyalt neogén fedőtagoknak rétegtani értelemben alaphegységül szolgál és viszonylag nagy sebesége (4600—4700 m/s) következtében szeizmikus szempontból is átveszi az alaphegység szerepét.



7. ábra. A 3500 m/s sebességű réteg (alsó-felső pannóniai határhoz közel eső felület) szeizmikus szerkezeti vázlata

A mérési eredményekből látható továbbá az is, hogy a gravitációs anomália vonalak a Kisalföld DK-i részén is — nagyban és egészben — az alaphegység felszínének alakulását követik; a fedőrétegek pedig a felszín felé egyre csökkenő dőléssel borítják az alaphegységet.



8. ábra. Lyuklövéses és fáziskorrelációs refrakciós szelvény Sopron és Csapod között

A paleozóos és mezozóos alaphegység érintkezési vonalát pontosan megállapítani nem sikerült, mert — mint az előzőekben említettük — ezen a részen a robbantópontok viszonylagos közelsége következtében a mélyre süllyedt alaphegységről beérkezéseket nem kaptunk. A még paleozóos, ill. a már mezozóos alaphegységnek tartott szint extrapolációjával azonban a határt Vönöck község közelében képzelhetjük el.

A fáziskorrelációs mérések nagyobbik területét, a kristályos aljzatú medencét — részletesebb ismertetés és a tanulságok leszűrése céljából — a mérési program szerint három szétválasztott részre tagoljuk. Ezek: 1. Fertőhoz—Hidegség—Nagyecenk környéke; 2. Sopron—Vönöck közötti rész; 3. Mihályi—Répcelak környéke.

1. Már az 1952. évi reflexiós mérés Nagyecenk környékén az alaphegység bemélyedését jelezte. Ezt a refrakciós mérés (1957) megerősítette és kimutatta, hogy ezen a helyen kis zárt medence van, amelynek mélysége a 2100 m-t is eléri.

2. Sopron és Vönöck között a fáziskorrelációs refrakciós szelvény egy része a Fo-1, Fo-2 reflexiós szelvények mentén haladt. Az alaphegységről kapott adatok mindkét mérési eljárás szerint — kvalitatíve és kvantitatíve is — egyezők (8. ábra), ami főleg a reflexiós mérésre vet kedvező fényt, de pozitívum a refrakciós mérések megítélése szempontjából is. A mérési vonal további része az M-5/b mélyfúrás közelében haladt el.

3. Mihályi és Répcelak között a fáziskorrelációs refrakciós szelvény két mélyfúráson, az M-1 és az M-5/b mélyfúráson haladt keresztül. Ebben a szelvényben tehát a különféle sebességű képződmények földtani azonosítását két mélyfúrás segítségével végezhetjük el.

* * *

Mindhárom terület közös alapvonása az, hogy az alaphegység kristályos, paleozóos. A fedőhegység rétegtani kifejlődése is nagyjából azonos mindhárom területen.

A mélyfúrások és a szeizmikus refrakciós szelvények közös kiértékelésével az alábbi általános tapasztalatokat vonhatjuk le az egész paleozóos aljzatú mérési területre. Célunk az egyes, jellegzetes sebességgel jelentkező rétegek földtani értelmezése.

A refrakciós szelvényeken látható, hogy az egyes sebességhatárok többé-kevésbé egybeesnek a földtani (rétegtani) határokkal. Azért csak „többé-kevésbé”, mert üledékfolytonossággal képződött összlet esetében a rétegtani emelethatár nem feltétlenül fizikai állandókban eltérő kőzeteket választ el egymástól. Meg kell azonban jegyeznünk, hogy a kétfajta határfelület nem lehet távol egymástól, és rendszerint párhuzamosak. Tapasztalati tény azonkívül az is, hogy egyes területeken a különböző geológiai képződmények rájuk jól jellemző sebességgel szoktak jelentkezni és ezért a területre vonatkozó elegendő szeizmikus és fúrási adat egybevetésével, a sebességekből a képződmények geológiai korára és minőségére következtethetünk.

Nézzük ezek után az M-5/b mélyfúrást. Itt a szeizmikus szelvényben, a fúrás helyén a következő sebességű szinteket kaptuk felülről lefelé:

I. 1900 m/s sebességű réteg	0 — 225 m mélységig
II. 2100 „ „ „	225 — 430 „ „
III. 2500 „ „ „	430 — 980 „ „
IV. 3500 „ „ „	980 — 1400 „ „
V. 4600 „ „ „	1400 — 1470 „ „
VI. 6200 „ „ „	1470 —

A mélyfúrásban az egyes rétegek mélysége felülről lefelé a következő:

felső-pannóniai és fiatalabb	0 — 1020 m-ig
alsó-pannóniai	1020 — 1453 „
tortonai mészkő	1453 — 1460 „
metamorf pala (paleozoikum)	1460 — től

A fenti adatok összehasonlításából megállapítható, hogy az 1900, 2100 és 2500 m/s szeizmikus sebességű rétegcsoport talpmélysége nagyjából egybeesik a felső-pannóniai képződmények talpával, és így joggal tételezhető fel, hogy ezek a sebességek felső-pannóniai és ennél fiatalabb (holocén, pleisztocén, levantei) képződményeket jelentenek. A 4700 m/s sebességű réteg feltehetően tortonai mészkő. Végül a 6200 m/s a mélyfúrás szerint az alaphegységet jelenti.

Az M-1 mélyfúrás szeizmikus és földtani szelvénye az alábbiak szerint hasonlítható össze.

I. 1900 m/s sebességű réteg	0 — 230 m mélységben
II. 2100 „ „ „	230 — 430 „ „
III. 2500 „ „ „	430 — 1000 „ „
IV. 3500 „ „ „	1000 — 1510 „ „
V. 4600 „ „ „	1510 — 1600 „ „
VI. 6200 „ „ „	1600 — től

Az M-1 mélyfúrásban a geológiai képződmények mélysége a következő:

neogén és fiatalabb	0 — 1602 m mélységben
szericit-kvarcit pala (paleozoikum)	1602 — től m mélységben

A rendelkezésünkre álló fúrási szelvényben az alaphegység felett települt üledékes kőzetek tagolatlanok. Kétségtelen azonban, hogy a szeizmikus szelvényben az 1600 m mélységben jelentkező, 6200 m/s sebességű szint az alaphegységet jelenti. Az 1900, 2100, 2500 és 3500 m/s sebességű rétegcsoport valószínűleg pannóniai képződményeket jelent. A 90 m vastagságban jelentkező 4600 m/s sebességű réteg valószínűleg ugyanolyan képződmény, mint az M-5/b mélyfúrásban a hasonló sebességű (torton mészkő).

Az előzőekben már tárgyalt mezozoós aljzatú DK-i terület kibúvási pereménél (Ajkanál) megállapítottuk, hogy a 4600 m/s sebesség eocén mészköves faciést is jelenthet. Feltételezhető ezért, hogy a szelvényünknek Lövőtől Celldömölkig terjedő részében jelentkező 4600—4700 m/s sebességű réteg, amely az alaphegység mélyre süllyedt völgyeiben tekintélyes vastagságot ér el, nemcsak miocén mészkőből áll, hanem eocén mészkőből is. Ezeknek a képződményeknek a sebessége azonban való-

színüleg annyira közel áll egymáshoz, hogy szeizmikus módszerrel egymástól el nem választható.

Az ismertetett azonosításokat extrapolálhatjuk olyan területekre is, amelyek az említett mélyfúrásoktól távolabb esnek. Ilyenformán megállapítható, hogy Kópháza és Lövé között a fedőhegység csupán pannóniai képződményekből áll, miocén legfeljebb csak olyan vékony rétegben boríthatja az alaphegységet, amelyet szeizmikus mérésekkel kimutatni nem lehet. Ez összhangban áll a mélyfúrások adataival, mert pl. a Pi-1 és a Bü-1 mélyfúrások szerint az alaphegység felett csak pannóniai képződmények találhatók, a Pi-2 mélyfúrás szerint pedig a miocén képződmény vastagsága mindössze 33 m.

A fedőhegység rétegei meglehetősen nyugodt településűek; erősebb dőlést a medenceperemek (Sopron, Ajka környéke) kivételével sehol sem mutatnak. A fedőösszlet a sebességek állandóságából következőleg meglehetősen homogén, vagyis sem sűrűsége, sem összetétele nem változhat lényegesen.

* * *

Az előzőekben ismertetett szeizmikus mérésekkel sikerült az alaphegység mélységét és domborzatát — a Kisalföld Ny-i részében részletesen, a K-i részen átnézetesen — tisztázni, és ugyanakkor megismerni a fedőhegység sebességeloszlását, szerkezetét és dőlési viszonyait. Hozzávetőlegesen sikerült a paleozóos és mezozóos alaphegység érintkezési vonalát is megállapítani.

A szeizmikus mérések ezenkívül lehetőséget nyújtottak a többi geofizikai mérés eredményeinek értelmezésére és értékelésére vonatkozólag is. Megállapíthatjuk belőlük, hogy az egyes különböző módszerekkel végzett mérések ezen a területen — legalábbis kvalitatíve — megerősítik egymást. Ezzel pedig lehetőség nyílik a Kisalföld — igen nagy valószínűségű — földtani szerkezeti képének megalkotására.

A geofizikai mérések eredményeinek összefoglalása

A geofizikai kutatások eredményét az 1., 2., 7., és 8. ábrákon feltüntetett térképek foglalják össze. A két utóbbi térkép a Kisalföld-kutatások eredményének tekinthető. Bennük ui. — a kutatás tárgyát képező — összes fontosabb földtani adatokat megtalálhatjuk.

Az alaphegység szintvonalas térképén szembevetőnképp DNY—ÉK irányú és egymással közel párhuzamos mélyedés, amelyek közül az első Szombathely—Vát—Kapuvár vonalában halad, míg a másik a Körmend—Ostffyasszonyfa—Egyházaskesző—Szany—Rábapatona—Öttevény környékén húzódik. Az első (a következőkben I. jelzésű) mélyedésben az alaphegység mélysége 3000 m, a másodikban (II.) 4000 m körül van. A kristályos pala az ezeket a mélyedéseket határoló törések mentén süllyedt a mélybe. Ez a két mélyedés a Kisalföld területét három részre osztja: 1. Soprontól az I. mélyedésig, 2. az I. és a II. mélyedés között levő és 3. a II. süllyedéstől a Bakony pereméig terjedő részre. A Kisalföld mélyszerkezetét ebben a részletezésben tárgyaljuk.

1. Soprontól az I. mélyedésig terjedő rész

Ezen a részen az alaphegység paleozoós. Ez előbb enyhe dőléssel húzódik Fertőszentmiklós—Bükk vonaláig, majd ívalakú teraszokat alkotva 3000 m körüli mélységbe szakad. Az alaphegységnek ebből az általános képéből kiválik a Kópháza, Fertőboz, Sopronkövesd közötti amliteátrumszerű süllyedés, amely a Dunától átszelt nagy depressziós terület DNy-i nyúlványának tekinthető.

A fedőösszlet anyaga a mélyfúrások szerint felső- és alsó-pannóniai képződmény és miocén (tortonai, szarmata) mészkő. Az 1000 m-nél nem mélyebben fekvő alapkőzetet majdnem kizárólag felső-pannóniai és ennél fiatalabb korú kőzet borítja. Az alsó-pannóniai réteg vastagsága sehol sem éri el a felső-pannóniai (és ennél fiatalabb) képződmények vastagságát, még a Szombathely—Kapunár vonalában levő mélyedésben sem. Ennek a nagy süllyedésnek az alját kitöltő 4700 m/s szeizmikus sebességű rétegnek földtani azonosítása bizonytalan. Az M-1 és M-5/b mélyfúrások szerint — mint azt a szeizmikus méréseknél részletesen kifejtettük —, lehetséges, hogy tortonai mészkő. A Devecser—Ajka között húzódó szeizmikus mérési vonalban egy kibúváson a 4600 m/s réteget eocén mészkőnek állapítottuk meg. Feltételezhetjük, hogy ez a réteg a mérési vonal Ny-i részén torton, a DK-i részén pedig eocén mészkőből áll, vagy, ami még valószínűbb, a felső részében miocén, az alsó részében pedig eocén képződmény, amelyeknek sebessége közel azonos, és így szeizmikus módszerrel el nem választható.

Ez a feltevés egyelőre még mélyfúrások igazolására vár, de amennyiben helytállónak bizonyul, az a következtetés vonható le belőle, hogy a Kisalföldnek a Bük—Fertőszentmiklós vonaltól K-re eső része már az eocénban mélyre süllyedt, míg az ettől Ny-ra levő részét csak a miocénban öntötte el egy viszonylag sekély tenger.

Ezek szerint a Kisalföldnek földtörténeti kialakulása oly módon képzelhető el, hogy az alaphegység süllyedése a Bakonyhoz közvetlenül kapcsolódó területen már az eocénban megkezdődött. A terület legnagyobb részén a süllyedés csak a miocénban indult meg, amikor a Sopron—Kőszegi hegység egy részét is elborította a miocén tenger. A pannóniai emelet elején az alaphegység tovább kezdett süllyedni és ez a folyamat a pliocénban véget is ért.

2. Az I. és II. mélyedés között levő rész

Ennek a területnek a medencealjzata is túlnyomó részben paleozoikum. DK-i szegélyén érintkezik a mezozoikummal. Az alaphegység az első törés tájékán 3000 m körüli mélységből a Mihályi—Répcelak vonal tájékán két lépcsőben 1500, ill. 1600 m mélységig emelkedik fel, majd kb. 2 km széles gerincet alkotva először erősebb, majd enyhébb dőléssel a II. mélyedés ÉNy-i szegélytörésénél újból a mélybe süllyed.

Ennek a törésnek a vonalában miocén-korabeli vulkánok sorozata húzódik, amely a Kárpátok belső vulkáni koszorújának folytatása lehet. Ezeket az eltemetett vulkánokat a földmágnességi mérések mutatták ki és közülük egyet a szanyi mélyfúrás igazolt.

A fedőhegység — sebesség szerinti tagozódásából következtetve — felső- és alsó-pannóniai, ezeknél fiatalabb korú kőzetekből és az előbbiekből említett 4700 m/s szeizmikus sebességű rétegből, tehát feltehetőleg miocén (és eocén) üledékes kőzetből áll. Lehetséges az is, hogy a gerinc Ny-i oldalán ez a réteg miocén, a K-i oldalán pedig miocén és eocén képződmény, mert — mint említettük — a kettő között a sebességkülönbség igen csekély.

A szeizmikus mérésekből az is kitűnik, hogy ez a 4700 m/s sebességű képződmény vékony rétegben beborítja a paleozóos alaphegység gerincét is.

3. A II. mélyedéstől a Bakony hegységig terjedő rész

Az alaphegység ezen a részen már mezozoikum. Ez DK felé enyhén emelkedéssel húzódik Devecser—Pápakovácsi vonaláig, majd árkos szerkezetet mutatva végül a Bakony ÉNy-i oldalán a felszínre emelkedik.

A fedőösszlet — ismét a sebességviszonyokból következtetve — felső- és alsó-pannóniai (és ennél fiatalabb) üledékekből, továbbá miocén és eocén képződményekből áll, amelyek Devecser és Ajka között a felszínre is kibújnak.

A szeizmikus mérésekből egyértelműen nem állapítható meg, hogy az alaphegység felett van-e fiatalabb mezozoikum (kréta). Lehetséges, hogy a szeizmikus szelvényen 5400 m/s sebességgel jelentkező réteg nem triász dolomit, hanem kréta. Ez annál is inkább lehetséges, mert a Bakony-vonulat ÉNy-i szegélyén is, továbbá a Bakony DNy-i csapásában ismeretesek krétaképződmények.

Devecser környékén a legfelső (1800 m/s) réteg kivételével a fedőhegység valamennyi tagja szerkezeti zavartság nyomait viseli.

Ajka felé a pannóniai rétegek elég nyugodt településűek. Ez arra mutat, hogy a pannóniai emelet óta erős mozgások ezen a területen nem voltak.

Befejezés

A Kisalföldnek a fentiekben vázolt mélyszerkezeti képe jelentős fejlődést mutat a régebbi, főleg a szeizmikus mérések előtti elképzelésekhez képest. Ez a fejlődés elsősorban az alaphegységre értendő. Sikert a kisalföldi alaphegység egy részének domborzatáról és mélységéről világos képet szerezni.

Sikert a fedőhegységre vonatkozóan is számos felvilágosítást kapni. Bár a fedőhegység szeizmikus sebesség szerinti szétbontása nem jelent egyúttal földtani tagolást, a refrakciós sebességi határok mégis, bizonyos fókig, vonatkozásba hozhatók a fedőösszlet emelethatáraival.

Nem kevésbé fontosak a mérési eljárásokra vonatkozó tapasztalatok. Megállapíthattuk azt, hogy a kisalföldi medence, de ezen túlmenően valószínűleg a magyarországi üledékes medencék kutatására a reflexiós eljárás kevésbé alkalmas, mint a refrakciós eljárás. Ennek felismerése a további kutatások szempontjából, tudományos és gazdasági szempontból igen jelentős lehet.

IRODALOM

- [1] *Barthelms, A. J.*: Application of Continuous Profiling to Refraction Shooting. Geophysics, Vol. XI. No. 1. 1946. 24–42.
- [2] *Ádám Oszkár*: Jelentés az 1/V. szeizmikus csoport 1953. évi Mihályi–Pinnye–Vát területén végzett reflexiós szeizmikus méréseiről (Geofizikai Intézet).
- [3] *Ádám Oszkár*: Jelentés az 1953. évben Mihályi és Szany között végzett szeizmikus mérésekről (Geofizikai Intézet).
- [4] *Dix, Ch. H.*: Seismic Prospecting for Oil. New York, 1953.
- [5] *Erkel András*: Jelentés az 1957. évi kisalföldi tellurikus mérésekről (Geofizikai Intézet).
- [6] *Erős János*: Jelentés az I/4 sz. szeizmikus csoportnak 1956. évben végzett kísérleti korrelációs refrakciós méréseiről (Geofizikai Intézet).
- [7] *Facsinay László*: Isostatic anomalies of Transdanubia (Hungary) according to the gravity meter measurements. Geofisica pura e applicata. Milano, 1948.
- [8] *Gamburcev, G. A.*: A refraktált hullámok regisztrálásának korrelációs módszere. Izv. AN SZSZSZR, Szer. Geogr. i geof. VI. köt. 2. sz. 1942.
- [9] *Gamburcev, G. A.*: Korreljacionnij metod prelomlennih voln. Moszkva, Izd. AN SZSZSZR, 1952.
- [10] *Gillin–Alcock*: The Correlation Refraction Method of Seismic Surveying. Geophysics. XI. kötet 1. sz. 1946. jan. 43–51.
- [11] *Harris–Peabody*: Refraction Exploration in West Texas. Geophysics, XI. kötet, 1. sz. 1946. jan. 52–58. old.
- [12] *Holopainen, P. E.*: On the gravity field and the isostatic structure of the Earth's crust in the East Alps. Isostatic Institute of the International Association of Geodesy Publication. Helsinki, 1947.
- [13] *Jaskó Sándor*: Lepusztulás és üledékfelhalmozódás a kainozoikumban. Földtani Közöny. 1947.
- [14] *Kántás Károly*: Misure di magnetismo terrestre in Ungheria. Geofisica pura e applicata. Vol. XIII. Fasc. 1–2. Milano, 1948.
- [15] *Lóczy Lajos*: A magyar föld geológiai kialakulása és bányakincsei. Búvár, 1938. Budapest.
- [16] *Nyitrai Tibor*: Jelentés az 1952. évben Vát–Szombathely körénységén végzett gravitációs mérésekről (Geofizikai Intézet).
- [17] *Oltay Károly*: Les travaux de l'Institut Géodésique de Hongrie depuis 1930 jusque Juin 1933–1936.
- [18] *Pethő Márton*: Jelentés az 1013. sz. szeizmikus csoport 1952. évben végzett mérési eredményeiről. (Geofizikai Intézet).
- [19] *Sterneck, R. von*: Relative Schwerebestimmungen. Ausgeführt in den Jahren 1895–1896.
- [20] *Scheffer Viktor–Kántás Károly*: A Dunántúl regionális geofizikája. Földtani Közöny 1949. Budapest.
- [21] *Dr. Szádeczky-Kardos Elemér*: Geologie der Rumpfungarlandischen Kleine Tiefebene.
- [22] *Szénás György–Ottlik Péter*: Jelentés az I/1 sz. szeizmikus csoport 1957. évben végzett kísérleti fáziskorrelációs refrakciós méréseiről. (Geofizikai Intézet).
- [23] *Tanni L.*: On the isostatic structure of the Earth's crust in the Carpathian countries and the related phenomena. Isostatic Institute of the International Association of Geodesy Publication. No 11. Helsinki 1942.
- [24] *Vadász Elemér*: Magyarország földtana. 1953.
- [25] *Várnai László*: Jelentés az 5/54 sz. szeizmikus csoport kisalföldi regionális és Celldömölk környéki átnézetes kutató munkálatairól (K. K. F. V.)
- [26] *Vitális György*: Magyarország földtana.

SZALAI TIBOR

PRAEALPI ÉPÍTŐELEMEEK SZERKEZETE A K-I ALPOK ÉS A NY-I ALPOK KÖZÖTT

Egy korábbi tanulmányomban (1958) a Kárpátokat három tektonikai irány mentén kialakultnak jelöltem meg. Ez irányok mentén a variszkuszi időkben geantiklinálisok keletkeztek. A geantiklinálisokat érchegységi, herciniai és tétisz irányúnak nevezem. Az alábbi tanulmány az érchegységi irányú geantiklinális dunántúli szakasza praealpi elemeinek szerkezetét törekszik felderíteni. Elsősorban azt állapítja meg, hogy az északi grauwackeöv képződményei ezen a területen nem mutatkoznak, továbbá azt, hogy a déli grauwackeöv kifejlődött itt is. A két grauwackeövet elválasztó küszöb az Alpokból áthúzódik a Kárpátokba. Ez a karbonban kialakult küszöb jogosít a geantiklinális megjelölés használatára. A Sopron környéki gnájsz e küszöb alépitményének felszínre bukkanó tagja. A Centralalpi küszöb mai Dunántúlra eső szakasza ugyanúgy a breton mozgás hatására emelkedett ki itt, mint az Alpokban is. A nyugatmagyarországi paleozoós képződmények nem a grauwackeövhöz, hanem a küszöbön levő Graz-vidéki paleozoikumhoz kapcsolódnak. Ez a tanulmány foglalkozik szerkezetekkel, amelyek egymással párhuzamosan haladva összekapcsolják a K-i Alpokat a Ny-i Kárpátokkal. A Dunántúlon most megállapított szerkezetek a Ny-i Kárpátokban már korábban felderített szerkezeti csapásokhoz közvetlenül csatlakoznak.

Ez a küszöb a legdélekeletibb tagja a K-európai ÉK–DNY-i csapású karbonban kialakult küszöbsorozatnak.

Kimutattuk, hogy a cáki konglomerátum, minthogy annak a dolomit-kavicsok az uralkodó elemei és mivel a legidősebb dolomit, mely a K-i Alpokban megjelenik, devonkori, devon utáni orogén folyamat terméke. Lehetséges, hogy ennek képződése a turrachi konglomerátum képződésével azonos időben lejátszódó folyamat eredménye (astúriai fázis?). – Függetlenül a dolomittal kapcsolatos véleménytől, a cáki konglomerátumban lelt *Lepidodendron* (?) nyomán is kétségtelen, hogy az a devonnál fiatalabb. A fillit a devon alatt fekszik, így tehát a fillit közé vagy a fillit fekéjébe települt cáki konglomerátum oda csak tektonikai úton kerülhetett.

Az eddigi vélemények a vashegyi, kőszegi fillitet karbonnak, ill. permokarbonnak gondolják. Az alpi fillitelőfordulások nyomán lehetséges, hogy e magyarországi fillitek képződése az ordovicumban indult meg. A kőzetfaciesek ugyanis mindkét területen azonosak. Az azonban bizonyos, hogy ezek – legalábbis a Vashegy körül – a devon dolomitnál idősebbek. Koruk pontosabban nem állapítható meg. A devon és a Balaton-vidéki karbon üledékek, a cáki konglomerátum képződése és a filliteknek erre való pikkelyeződése, továbbá a Balaton-vidéki permi konglomerátumok s e fölött a homokkővek a fiatal kaledóniai és idős variszkuszi synorogén mozgásokra, valamint fiatal variszkuszi hegységképződésre mutatnak.

A négy, egymással párhuzamosan haladó, részben valószínűleg ópaleozoós építőelemekből álló antiklinális, eleváció a variszkuszi hegységképződésre utal.

A kézirat 1959. április 10-én érkezett.

STRUKTUR DER PRÄALPINEN BAUELEMENTE ZWISCHEN DEN OSTALPEN UND WESTKARPATEN

T. SZALAI

In einer früheren Studie habe ich die Karpaten als längs dreier tektonischer Richtungen entstanden angedeutet. Diesen Richtungen entlang entstanden in den variszischen Zeiten Geantiklinalen. Diese nenne ich auf Grund ihrer Richtung: erzgebirgisch, herzinisch und Tethys gerichtete Geantiklinalen. Folgende Studie bemüht sich den tektonischen Bau des transdanubischen Abschnittes der erzgebirgisch gerichteten Geantiklinalen aufzudecken. Erstens stellt sie fest, dass die Bildungen der nördlichen Grauwackenzone in diesem Gebiete fehlen, ferner aber, dass die südliche Grauwackenzone auch hier entwickelt ist. Die beiden Grauwacken zonen teilende Zentralalpine Schwelle zieht sich von den Alpen in die Karpaten hin. Diese im Karbon entstandene Schwelle rechtfertigt die Anwendung des Ausdruckes Geantiklinalen. Der Gneis der Umgebung von Sopron ist das auf die Oberfläche geratene Glied des Grundbaues der Schwelle. Die paläozoischen Bildungen von Westungarn knüpften sich nicht der Grauwackenzone, sondern dem an der Schwelle liegender Grazer Paläozoikum an. Die Studie befasst sich auch mit parallel ziehenden tektonischen Gefügen, welche die Ostalpen und Westkarpaten verbinden. Die in Transdanubien jetzt festgestellten Bauelemente schliessen sich den in den Westkarpaten schon früher festgestellten Bauelementen unmittelbar an.

Die Stratigraphie der präalpinen Bauelemente zwischen den Ostalpen und Westkarpaten in Transdanubien

Perm (Der südliche, südöstliche Rand der Schwelle: die südliche Grauwackenzone)

O. Karbon (Der südliche, südöstliche Rand der Schwelle: die Südliche Grauwackenzone)

U. Karbon (Der südliche, südöstliche Rand der Schwelle: die südliche Grauwackenzone)

M. Devon (Auf die Schwelle gelagert Eisenberg-Bükk)

Gotlandium? (Im ganzen Gebiet unter der Oberfläche, wie es aus den Bohrungsangaben hervorgeht. Auf der Oberfläche in Eisenberg, (Ordovicium?) (Kőszeg, Balatonhochland, Velence Geb.)

Kambrium oder Präkambrium? (Der Nucleus der Schwelle, Gneis in der Umgebung von Sopron.)

Zwischen den Ostalpen und Westkarpaten können die präalpinen Bauelemente in der Umgebung von Sopron, Kőszeg, Eisenberg, ferner dem Balaton entlang und NO-lich von diesem auf der Oberfläche aufgefunden werden. Zwei Gruppen sind zu unterscheiden: die Kristallinschiefer und das auf diesem liegende Devon, Karbon und Perm.

Nach *Bandat* (1928) unterscheidet *Hofmann* (1875) zwei Gruppen der Kristallinschiefer in der Umgebung von Sopron, Kőszeg, Eisenberg. Eine ältere Gruppe, welche Gneis, Glimmerschiefer und Amphibolschiefer

enthält und eine jüngere Gruppe mit Phyllit, Chloritschiefer und Serpentin. Die ältere Gruppe besteht in der Richtung vom Liegenden gegen das Hangende (nach M. Vendel 1933) aus Biotitmuscovitgneis, Muscovitgneis, Leukophyllit, Glimmerschiefer, Disthenleuchtenbergit, Quarzit. In der Gegend des Balatons kann nur eine jüngere Gruppe der Kristallinschiefer an der Oberfläche aufgefunden werden.

Unter den Kristallinschiefern Westungarns ist — wie Bandat (1928 p. 198) schreibt — der sedimentogene Phyllit am weitesten verbreitet. Die Eintönigkeit dieser Phyllitgegend wird durch den Kalkphyllit unterbrochen. Der Übergang zwischen Kalkphyllit und Phyllit ist feststellbar. Die Kalklinsen leiden eine Veränderung in der Nähe der Serpentinmassive: es entstand hier Kontaktmarmor. Die Grünschiefer (Chloritschiefer) eruptiver Herkunft sind weit verbreitet; Antimonit-Lagerstätten sind damit verbunden. Die Grünschiefer entstanden aus Diabas und Diabastuff, die Serpentine nach Jugovics aus Diallaggabbro. Das Urgestein der Serpentine durchbrach die Grünschiefer. Földvári, Noszky, Szentés, Szabó (1948) stellen dem Wesen nach dieselbe Schichtenfolge fest. Bandat (1928) betrachtet diese Schichten als Karbon, die vorerwähnten Forscher als Oberkarbon, eventuell Permokarbon. Auf diese Gruppe lagert ein von Bandat als Karbon betrachteter, roter, grauer, quarzitischer Sandstein und weisser Kalkstein. Eventuell dürfte man diese Bildung mit dem Semmeringquarzit vergleichen (Tollmann, 1958).

Das Hangende des Konglomerats von Cák ist bei Cák Glimmerschiefer, sein Liegende ist Unbekannt. Bendefy (1954) schreibt, dass in dieser Serie nur vom Cáker Konglomerat Fossilien zum Vorschein kamen. Andreánszky hat diese untersucht, und stellte folgendes fest: Nur sehr verschwommen sieht man gewisse Blattpolsterabdrücke, welche für die Baustämme am Ende des Devons und im frühen Karbon kennzeichnend sind. Diese gehören in den Formkreis der Lepidodendren. Nach Bendefy ist das Cáker Konglomerat ein hartes, bankiges Gestein. Sein Kieselmaterial ist ein matter, muschelbrüchiger, weisser, braungrauer, lilagrauer, kalkiger Dolomit. Dunkle, oft schwarze Kalkeinschlüsse sind im kristallinen Kalk eingebettet. Meiste Kiesel sind glattgewälzt. Das die Kiesel zusammenhaltende Bindematerial ist von Quarzitgängen durchdrungen. Diese Bildung ist ein echtes Konglomerat und keine tektonische Brekzie, obzwar eine in tektonischer Hinsicht in grösserem Masse beanspruchte Schichtenfolge. Nach Földvári und seinen Arbeitsgenossen ist es auch bezeichnend, dass zwischen den Dolomitmieseln faustgrosse, kaum abgerundete Gneiseinschlüsse und lebhaftgrüne, auf Leukophyllit erinnernde Nester, weiche, samtige, steatitartige Blätter, Linsen vorkommen. Nach Varrók wurde das Konglomerat von Cák in 2 Bohrungen in einer Mächtigkeit von 1—2 m vorgefunden. Sein Liegende und Hangende ist dunkelgrauer Phyllit und Glimmerschiefer.

Der älteste Dolomit in dieser Gegend, die Ostalpen mit inbegriffen, ist devonischen Alters. Im Konglomerat von Cák bilden Dolomitmiesel die Mehrheit. Daraus kann gefolgert werden, dass es nach dem Devon entstand. Auf diese Möglichkeit dachte auch Varrók. Diese Auffassung steht auch

in Einklang mit *Andreánszky's* Feststellung bezüglich des *Lepidodendrons* (?). So betrachten wir die bisherige Altersbestimmung des Căker Konglomerats als richtig. Es dürfte möglicherweise mit dem in den Ostalpen bei Turrach auf dem Karbon discordant lagerndes Konglomerat identifiziert werden. Das im Căker Konglomerat gefundene *Lepidodendron* (?) lebte vielleicht gleichzeitig mit der Turracher und Steinacherjocher Oberkarbon—Flora. (*Schwinner* 1951. p. 187.)

Das auf dem oberkarbonischen kristallinen Kalkstein der Gemeriden lagerndes Konglomerat (*Fusan* 1957) könnte auf die mit den erwähnten Konglomeraten gleichzeitig sich abspielenden Orogenerscheinungen hinweisen.

Den Ansichten bezüglich der Phyllits von Westungarn möchte ich nicht zustimmen.

Lóczy Sen. (1913) betrachtet die Phyllite der Balatongegend als Glieder des alten paläozoischen Systems. Wir sind mit dieser Auffassung betreffs des Westungarischen sowie der Phyllite der Balatongegend dem Wesen nach einverstanden.

Der Phyllit und der Glimmerschiefer ist auf die bisher bekannten Vorkommen des Căker Konglomerats durch tektonisches Geschehen gelangt. Varrók erwähnt in ihrem ausgezeichneten Bericht auch diese Möglichkeit. Ich erwähne, dass der Text und die Profile des von dem Kőszeger Gebirge geschriebenen Aufsatzes in gewissem Grade einander widersprechen. Nach den Profilen nämlich, welche *Szentés* zusammengestellt hat, sind die Konglomeratvorkommen in tektonischer Lage, nach dem Text aber lagert das Konglomerat normal im Liegenden des Phyllits. *Das Erscheinen des Konglomerats weist auf Orogenvorgänge nach dem Devon bzw. dem Karbon (asturische Faltungsphasen).* Diesem folgte abermals eine orogene Bewegung und die Phyllitfolge schuppte sich auf das Căker Konglomerat. Wir können eventuell auf die saalische Faltungsphase denken. Nach *Andrusov* (1958) sind in den Westkarpaten die vor dem Trias entstandenen Faltsysteme die Folgen der saalischen und pfälzischen Faltungsphasen.

Das gegenseitige Verhältnis des Devon-Dolomits und der Phyllitfolge wird durch die von *Hofmann* (1875) für Devon festgestellten Sámfalvaer und Egyházasfüzeser Dolomitvorkommnisse bestimmt. *Pávai* (1926) stellte nämlich fest, dass am Eisenberg eine O-W streichende Antiklinale hindurch zieht. Entlang die Antiklinale ist die Phyllitfolge aufgeschlossen. An der südlichen Flanke in Egyházasfüzes und an der nördlichen in Sámfalva, sowie in den beiden Büker Bohrungen erscheint der Devon-Dolomit. Flügel (1958) stellt dieselbe Lagerungsordnung im Grazer Paläozoikum fest. *Diese Lagerung bestätigt, dass die Phyllitfolge älter als Devon ist.* Vom Alter des Phyllits können wir Weiteres nur dann erfahren, wenn wir die Phyllitfolge mit den von ihr westlich liegenden alpinen Vorkommen vergleichen. Identische Gesteinsfacies, hauptsächlich die Grünschiefer bieten Möglichkeit zum Vergleich. Obzwar das tiefste Glied der Serie in den Alpen in das Silur eingereiht wird (*Hiessleitner*, 1958. p. 47.), möchten wir uns mit der genaueren Bezeichnung der Entstehungszeit der ungarischen Vorkommnisse — mit Rücksicht auf die von

dem sehr lebhaften Tektonismus hervorgerufenen Veränderungen — vor der Durchführung von Tritt für Tritt fortschreitenden ausführlichen Untersuchungen, nicht befassen. Ich erwähne doch die tektonische Ähnlichkeit der Grazer und ungarischer Vorkommen. *Szebényi* (1948) stellt fest, dass in der Umgebung von Vaskeresztes in Kalkpyhlit gebettet längs einer Überschuppung eine 50 cm lange und 25 cm mächtige Devon Kalklinse zu sehen ist. *Metz* (1952 p. 267.) berichtet von einer ähnlichen Beobachtung im Grazer Paläozoikum, nämlich von Kalkstein und Dolomit—Vorkommen, welche in schwach metamorphem ordovizischem Schiefer eingebettet sind.

Es kann also festgestellt werden, dass das Alter der westungarischen Phyllitserie, abweichend von der erwähnten Voraussetzung des Karbons, älter als Devon ist.

Auf dem zwischen den Ostalpen und Westkarpaten liegenden Gebiet ziehen vier Strukturen Antiklinalen-Elevationen hin. Die Achsen dieser Antiklinalen können teils durch auf der Oberfläche durchgeführte Messungen, teils durch Bohrungsangaben festgestellt werden. Entlang der Elevation der Umgebung von Sopron gelangen die ältesten Glieder der kristallinen Schiefer zum Vorschein. Längs der Achse der von diesen südlich liegenden (Kőszeg, Pinnye) Antiklinale kann in der Umgebung von Kőszeg die Phyllitserie beobachtet werden. Dieselbe wurde auch in der Tiefe von —884,5 und —1517 m durch Pinnye No. 1. und 2. Bohrungen erschlossen. Die O—W streichenden Antiklinalen in der Umgebung von Kőszeg und Eisenberg hat *Pávai* (1926) beobachtet. Mangels der Daten kann die genauere Lage der Antiklinale von Kőszeg—Pinnye nicht angegeben werden. Ich setze voraus, dass diese Achse östlich von der Pinnyeer Bohrung liegt und mit der Eisenberg—Mihályier Antiklinalachse parallel ziehend die Ortschaften Keresztély, Kövesd, Pinnye berührt.

Die südlicher liegende Eisenberg—Mihályi Antiklinale kann in unserem Lande von Eisenberg an verfolgt werden. Die Achse dieser Antiklinale entlang, am Eisenberg erscheint der Phyllit. Längs dieser Antiklinale erschlossen die Bohrungen von Vát in —2229,7 m, Mihályi No 1. in —1472,6 m, Mihályi No 2. in —2376,6 m, Mihályi No 3. in —1771,24 m, Mihályi No 4. in —2532 m, Mihályi No 5. in 1316,26 m Tiefe Phyllit. Die unterirdische Richtung der Antiklinale ist durch die Gravitations-Maximumachse von Mihályi angegeben. Diese Gravitations-Maximumachse erreicht in der Umgebung von Dunaremete die Donau, wo magnetische Messungen ein Maximum feststellen. Dieses Maximum, sowie auch dasselbe der Umgebung von Vát kann auch auf Serpentin weisen, wie es vom Nachfolgenden vorausgesetzt werden kann.

In der zwischen den Kőszeg—Pinnye und Eisenberg—Mihályi Antiklinalen liegenden Synklinale, aber an einem Gravitationsmaximum, erschloss Bohrung Bük No 1. in —827 m, No 2. Bohrung (vom vorigen in 121°36'30" Richtung 1309 m entfernt, näher zur Synklinalachse und dementsprechend in grösserer Tiefe von —1314 m) den im Streichen des Devon von Sámfalva liegenden Dolomit.

Hier decken sich die Gravitations—Maximumachse und die Antiklinalachse nicht. Nämlich liegt die Büker Gravitations-Maximumachse in einer Synklinale. Diese Erscheinung steht mit dem in der Bildung der Antiklinale nachfolgenden Zeit auftretenden Tektonismus in Zusammenhang. Dieser Tektonismus schuf mehrere Brüche. Unter diesen sind jene Brüche am bedeutendsten, entlang welcher die bei Sopron, Kőszeg, Eisenberg an der Oberfläche liegenden Urgesteine in die Tiefe gesunken sind. Deren Richtung nehme ich auf Grund der in ungarischer und österreichischer Seite dargestellten (*Janoschek*, 1951) Gravitationsisogammen für N—S an. Einer von diesen bestimmt die Richtung des Neusiedler-Sees (Fertő tó). Entlang der nordsüdlich streichenden Brüchen sanken auch die mesozoischen Bildungen der Ostalpen in die Tiefe. Deshalb betrachte ich diese Brüche als nach-mesozoisch.

Diese Antiklinalen schliessen sich im westlichen Teil des Landes mit W—O-lichem Streichen den Alpen an. In Ungarn ändert sich ihr Streichen; mit einer NO—SW Richtung erreichen sie die Donau.

Diese Antiklinalen sind parallel miteinander sowie mit der von ihnen südlich liegenden Elevation, welche die Orientation der südlichen Grauwackenzone in Ungarn bezeichnet. Auf diesen Zusammenhang habe ich schon verwiesen (1958).

Die Wurzel der pannonischen und dinarischen Verzweigung ist in Karner Elementen zu suchen. Der eine Ast der Verzweigung wird durch die südliche Grauwackenzone, der andere durch das Mecsek Gebirge, der dritte durch die Dinariden representiert.

Die südliche Grauwackenzone zieht die Karner Alpen, Karawanken, Bacher, Balaton und Velenceer Teich entlang. Diese variszische Kette sank längs des Bachers in die Tiefe. Die Gravitations-Maximumachse von Ujfalu, Budafapuszta, Oltárc, Ujudvar, Balatonhidvég deutet auf ihre Anwesenheit in der Tiefe. Die Balatonhidvéger Bohrung schloss Chloritschiefer auf. Weiter östlich beziehungsweise nordöstlich weisen die bekannten transdanubischen, paläozoischen Bildungen auf ihre Anwesenheit.

Auf die Verbindung der Bacher Gebirge mit dem transdanubischen Paläozoikum weist ausser der Gravitations-Maximumachse auch die ähnliche Gesteinsfacies der beiden Gebieten. In der Balatongegend: Phyllitserie, Quarzporphyr, Diabas, Diorit, Granit, Granitporphyr, Aplit, Pegmatit. Im Bacher: Phyllitserie, Quarzit, Porphyrit, Diorit, Bachergranit: (Granodiorit-Tonalit), Aplit, Pegmatit.

Hier gedenken wir des Grauwackenschiefers, welches die Bohrung von Székesfehérvár aus der Tiefe von 1100—1228 m auf die Oberfläche brachte nach der Bestimmung von *Jugovics* (1944).

Auf die Verbindung im Karbon weist der Visé von Nötsch, beziehungsweise Szabadbattyán, sowie das Oberkarbon der Karner Alpen und in der Balatongegend das Oberkarbon der Karáder Bohrung.

In meinem früheren Aufsatz (1958) habe ich die Vorkommen von Karád und Nagyvisnyó auf Grund der Literaturangaben als Permokarbon bezeichnet. Von K. *Balogh* habe ich erfahren, dass auf Grund der neueren Untersuchungen die Anwesenheit der Moskauer Stufe in Nagyvisnyó

festgestellt wurde. In den Karner Alpen beginnt das obere Karbon mit der Miatschkowo-Stufe (*Heritsch—Kühn*, 1951 p. 243.). Auf Grund dieser Angaben ist es möglich, dass das „Permokarbon“ von Karád auch in die Moskauer-Stufe eingeteilt werden kann.

Dem Grödener Sandstein des Bachers entspricht im Balatonhochland das Konglomerat von Perm. Die Angaben des Bachers entnehme ich aus *Schwinner's* Arbeit (1951, p. 124—125).

Im Karpatengebiet kennen wir Meeresperm nur vom Bükk. Das Oberperm vom Bükk entspricht den Bellerophonschichten der Karner Alpen. Von beiden Gebieten sind gemeinsame Formen zum Vorschein gekommen.

Aus der Lage der besprochenen Antiklinalen und aus anderen Angaben denke ich, dass die Sedimente des Variszischen Meeres auch nordöstlich von der Umgebung der Velenceer Gebirge zu erwarten sind.

Es kann nicht entschieden werden, ob die Phyllite, Quarzporphyrzüge im Kern der Antiklinale liegen. Es ist möglich, dass die Richtung dieser Antiklinalachse durch die zwischen Tihany und Kenese ziehende, von *Eötvös* bestimmte Gravitations-Maximumachse angegeben wird. In ihrem Streichen liegt der auf das Visé geschuppte Kristallinkalk von Szárhegy. Die Antiklinale dieses Kalksteins stellt schon *Lóczy* Sen. (1913) fest. Von dem von diesen nordöstlich liegenden Velenceer Gebirge setzt *A. Vendl* (1914) voraus, dass es der Kern einer Antiklinale war.

In Transdanubien sind die magnetischen Maxima an die zu Basalte, Andesite und Phyllite geknüpfte Diabas oder Serpentine gebunden. Im transdanubischen Abschnitt der südlichen Grauwackenzone, die Schuppe von Litér entlang am östlichen Rand des Velenceer Gebirges, zwischen Seregélyes und Vereb ist der Diabas an mehreren Stellen an der Oberfläche zu beobachten. Auf diesem Gebiete meldet *E. Hoffer* (1959) magnetische Maxima. Magnetische Maxima stellt *Hoffer* auch in der Umgebung von Tárnok, Budakeszi fest. Da diese Gebiete im Streichen der vorigen liegen, ist es möglich, dass der Diabas auch hier in der Tiefe aufzufinden ist. *Es ist möglich also, dass im letzteren Gebiet die Maxima die Spurlinie der variszischen Bildungen bezeichnen.* *Oszlaczky's* (1958) Ansicht steht mit dieser Auffassung in Einklang. Er setzt nämlich auf Grund der Auswertung der Ergebnisse von Gravitationsmessungen in der Umgebung von Budakeszi Granit in geringer Tiefe voraus. Ferner steht damit auch die Feststellung von *Lengyel* (1951) in Einklang. Er hat in den Andesiten des Szentendreer Gebirges als Einschluss Granit gefunden. Diese Feststellung unterstützt die vorhergehende Voraussetzung, da der Granit auch für das variszische Streichen spricht.

Die nördlichsten oberflächlichen Vorkommnisse der variszischen Kette in Transdanubien sind durch die alten Bildungen des Velenceer Gebirges gekennzeichnet. Die von den Bohrungen der Umgebung von Balassagyarmat und Losonc (*Noszky* sen. 1940) aufgeschlossenen Kristallinen Gesteine dürften die Verbindung zu den Gemeriden andeuten.

Mit der Frage der Verbindung der Gemeriden und des paläozoischen Zuges von Balaton—Velence befasst sich auch *Jantsky* (1958), er vergleicht auf Grunde *Fusan—Maska—Zoubek* die stratigraphischen Verhältnisse des Paläozoikums der Gemeriden mit den erwähnten Bildungen Transdanubiens

Die Streichrichtung der variszischen Bildungen zwischen Balaton und Gemeriden hat dem Wesen nach auch *Limanowski* hier angegeben (1920—1922), *Limanowski* führt diese Streichrichtung längs des Hernáds, dann den Rand des Oberschlesischen Kohlenbeckens streifend zieht er ihn weiter gegen Westen. So umrandet er von SO und N die erzgebirgisch streichende Geoantiklinale.

Die paläogenen Andesite, die Helium Spuren, sowie *Bendefy's* (1959) geokinetische Untersuchungen bezeichnen die Spurlinie der südlichen Grauwackenzone. Diese Linie wird ferner auch durch unsere Erzvorkommisse (Szabadhattyán, Velenceergebirge, Börzsöny, Mátragebirge, Rudabánya, Tokajgebirge) zum Vorschein gebracht.

Dass die paläozoische Oberfläche von unserem Lande auch vor dem Mesozoikum keine flache Ebene war, wissen wir schon seit *Lóczy* (14.1913), der eine mit den oben genannten Antiklinalen parallele, aber von diesem südöstlich liegende, von ihm altpannonisches Gebirge bezeichnete Erhebung festgestellt hat. Diese stand noch im Mediterran an der Oberfläche.

Das Sinken der Schwelle begann bereits im Perm. In Transdanubien ergriff dieser Vorgang aber fast das ganze Gebiet nur im Tertiär. Dieses Gebiet ist ein verbindendes Kettenglied zwischen den Ostalpen und den Westkarpaten. Den ähnlichen Charakter des präalpinen Raumes und der Tektonik des letzteren Gebietes haben die Detailuntersuchungen bestätigt. Meine eben besprochene Auffassung, welche sich auf den in die Tiefe gesunkenen Abschnitt der Ostalpen und Westkarpaten bezieht, zeigt ein identisches Bild mit den auf den oberflächlichen Gebieten der Kette vollzogenen Untersuchungen. Die beigelegte Karte bringt auch diese Ansicht zum Ausdruck. Laut dieser Karte schliesst sich an dem von den tschechoslowakischen Kollegen festgestellten tektonischen Bau derselbe von Transdanubien. Und zwar schliesst sich die Tektonik der Gegend von Sopron derselben der Kleinen Karpaten, die von Kőszeg—Pinnye mit Berührung von Inovec der von der Hohen Tatra, berührend die Gegenden von Eisenberg—Mihályi—Nyitra und Tribecs bis zur Niederen Tatra an, die südliche Grauwackenzone aber schliesst sich berührend die Umgebung von Balassagyarmat und Losonc den Gemeriden an. (Abb. 1.)*

Die hier skizzierte Auffassung weicht von derselben *Müller's* ab (1958). *Müller* bindet nämlich das Gravitationsmaximum von Mihályi mit dem Inovec zusammen.

Das Sinken des Gebietes geschah östlich von den Alpen längs eines meridionalen Bruches und den W—O streichenden Donaubruch entlang.

Zwischen der Vindelizischen Schwelle und dem Böhmischem Massiv entsteht vom Bathonien angefangen die Regensburger Srasse (Dorn, 1958, p. 331.). Eventuell entsteht jetzt der O—W streichende Donaubruch als ein Abschnitt des vorhergehenden Einbruchs.

Die ungarischen Verhältnisse mit den Ostalpen vergleichend ergibt sich folgendes Bild:

* S. unter den Beilagen.

In den Ostalpen können nach *Metz* (1952) drei paläozoische Gebiete unterschieden werden:

1. *Nördliche Grauwackenzone*: Der Veitscher Visé weist auf eine Verbindung mit dem sudetischen Unterkarbon. Diese Grauwackenzone hat seinen Hauptkarakterzug in der bretonischen Zeit erreicht, ebenso wie auch das Moravosilesikum (*Metz*, 1952).

2. *Die südliche Grauwackenzone*: Das Bild des Nötscher Visé weicht von dem des vorigen ab. Auf diesem Grunde unterscheidet *Metz* die Nord- und Südalpinen Gebiete. Zwischen beiden Gebieten, Meeresarmen, liegt die Zentralalpine Schwelle. Den Kern dieser Schwelle bildet prävariszischer Gneis. Im grössten Teil des Gebietes ist der Gneis mit variszischer Hülle bedeckt. Die Bildung der Schwelle hängt nach *Metz* mit der bretonischen Faltungsphase zusammen. Auf diese Faltungsphase verweist die nachdevonische Trockenlegung, Emporhebung des Gebietes in der Umgebung von Kőszeg, Eisenberg. Im weiteren entfaltet sich noch schärfer das Bild der zwischen den nördlichen und südlichen Grauwackenzonen sich erhebenden Schwelle, worauf die Oberkarbon—Floren von Turrach und Steinacherjoch hindeuten. Das *Lepidodendron* (?) weist auch auf die mit diesen Gebieten gleichzeitige fernere Emporhebung.

Das Emporheben wird durch das völlige Fehlen des Meereskarbons in Westungarn bestätigt. Diese Schwelle ist im Tertiär zwischen dem Bakony und der westlichen Landesgrenze in mehrere 1000 m Tiefe gesunken. Heute finden wir sie nur in der Umgebung von Sopron, Kőszeg, Eisenberg, Balaton und Velenceer Teich an der Oberfläche.

Der Gneis von Sopron kann mit dem Tauerngneis verglichen werden. Das ist der Kern der Schwelle, darauf lagern die Phyllite.

3. *Die Zentralalpine Schwelle*: Hier finden wir das Paläozoikum von Graz mit dem anschliessenden Paläozoikum entlang der Mur. Das Paläozoikum von Graz schliesst sich nach *Metz* den südlichen Grauwackenzonen (Pinzgauer Phyllit N. Tirol) an. Dieses Gebiet, sowie auch die südliche Grauwackenzone hat seinen Hauptcharakter nach *Metz* in der sudetischen Faltungsphase erworben.

In der nördlichen Grauwackenzone ist Karbon zugegen, aber das Devon fehlt; in der südlichen Grauwackenzone finden wir das untere und obere Karbon und auch das Devon; im Grazer Gebiet kommt Devon vor, das untere Karbon ist durch *Gnathodus* Kalkstein (*Flügel*, 1958) vertreten. Anschliessend dem Grazer Gebiet erscheint ein Konglomerat (Turrach), welches eventuell zufolge eines dem das Cäker Konglomerat zum Vorschein bringenden Vorgang ähnlichen orogenen Geschehens entstanden ist (asturische Faltungsphase?).

Von der obigen Besprechung kann gefolgert werden, dass die westungarischen paläozoischen Bildungen mit den auf den Zentralalpiden Schwelle liegenden in Verbindung gebracht werden können.

Auf der südöstlichen Seite dieser Schwelle finden wir die variszischen Bildungen der Umgebung vom Balaton und Velenceer Teich; wie wir es schon erwähnt haben, weisen diese auf das ungarländische Auftreten der südlichen Grauwackenzone. Die weitere Fortsetzung dieser sehe ich gegen

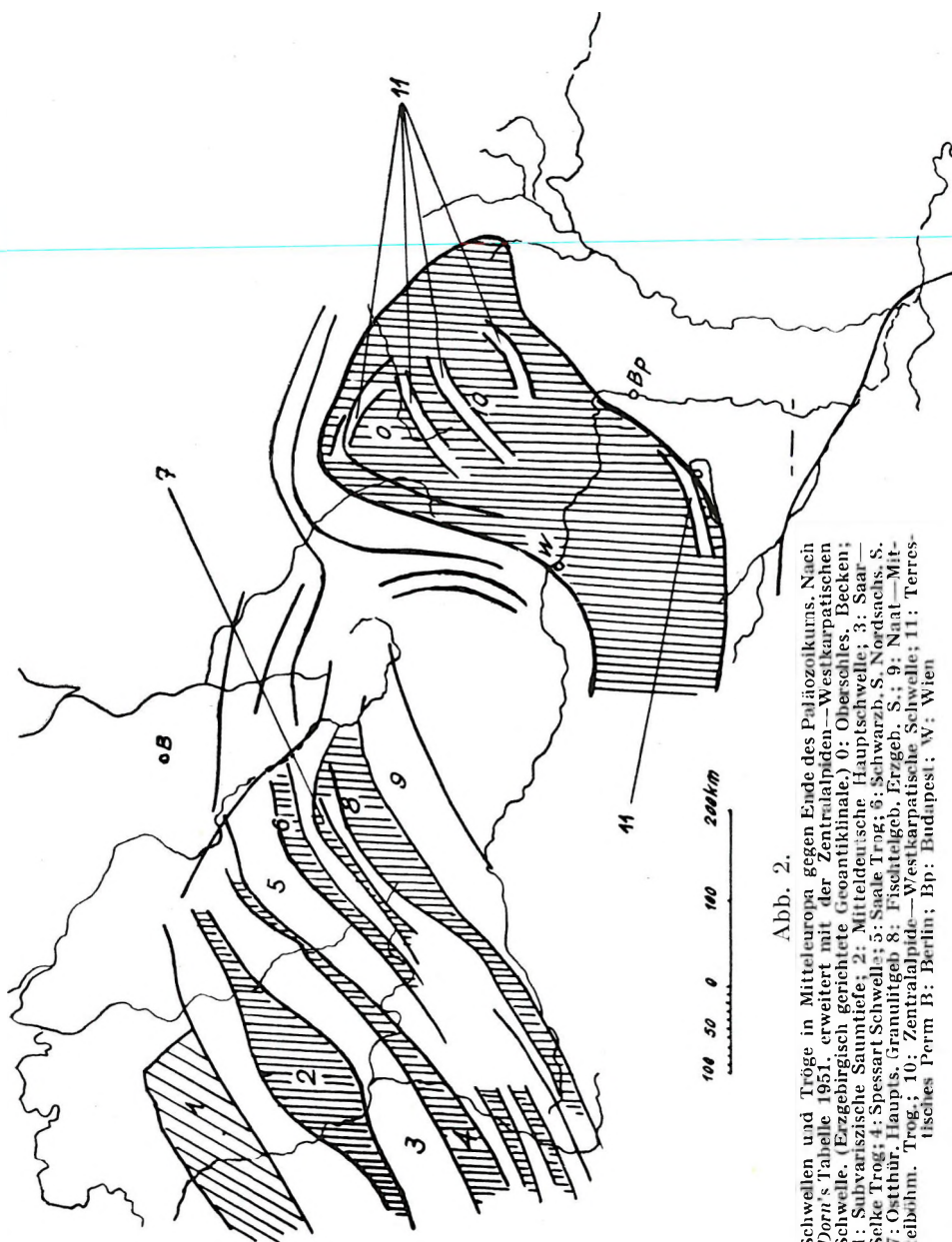


Abb. 2.

Schwellen und Tröge in Mitteleuropa gegen Ende des Paläozoikums. Nach Dorn's Tabelle 1951, erweitert mit der Zentralalpiden—Westkarpatischen Schwelle. (Erzgebirgisch gerichtete Geoklinale.) 0: Oberschles. Becken; 1: Subvariszische Saamtiefe; 2: Mitteldeutsche Hauptschwelle; 3: Saar—Selke Trog; 4: Spessart Schwelle; 5: Saale Trog; 6: Schwarzb. S. Nordachs. S. Ostthür. Hauptl. Granulitgeb. 8: Fischitgeb. Erzgeb. S.; 9: Naab—Mittelböh. Trog.; 10: Zentralalpiden—Westkarpatische Schwelle; 11: Terrasches Perm B; Berlin; Bp: Budapest; W: Wien

die Gemeriden durch Balassagyarmat, Losonc. Während sich der zentrale Körper der Schwelle nach dem Devon im Heben befand, war sein Randgebiet im Sinken. Diese Bewegung ermöglichte die Ingression des Visé-Meeres im heutigen Transdanubien.

So entfaltet sich im Karbon hier eine Undation; diese liegt parallel zu dem am Ende des europäischen Paläozoikums entstandenen Schwellen und Meeresarmen, welche sich westlich vom Gebiet melden (Dorn, 1951 p. 17) Südlich von dieser Undation schalten die herrschenden mitteleuropäischen NO—SW tektonischen Richtungen, die O—W Richtung hindurch, in die NW—SO-liche dinarische, eritreische-herzinische Streichrichtung um (Szalai, 1958). (Abb. 2.)

Die W—O-liche Streichrichtung wird durch die Oberflächenbildungen des Mecsek-Gebirges in Transdanubien bestätigt. Dieselbe Richtung weisen die nachpannonischen Schuppenbildungen auf, jedoch folgen hier die rezenten Bewegungen die NO—SW Richtung, wie es *Bendefy's* (1959) geokinetische Untersuchungen nachweisen. Dieser Tektonik folgt zwischen Baja und Mohács auch die Donau. Von Mohács bis Villány kennzeichnen auch die Gravitationsisogammen diese Tektonik (G. Szabó's Aufnahme vom Jahre 1958).

Feststellungen

1. Der Verweis auf die Möglichkeit der Verbindung des Kőszeg—Eisenberg Paläozoikums mit dem Grazer Paläozoikum. Nachweis dessen, dass der transdanubische Abschnitt der Zentralalpinen Schwelle sich ebenso infolge der bretonischen Faltungsphase hier erhoben hat, wie auch im Gebiete der Ostalpen.

Erwähnung dessen, dass diese Schwelle das südöstlichste Glied der im Karbon beziehungsweise am Ende des Paläozoikums entstandenen, osteuropäischen NO—SW-lichen Schwellenserie ist.

2. Ich habe nachgewiesen, dass das Cáker Konglomerat, da darin Dolomitkiese die herrschenden Elemente sind und da der älteste Dolomit, welcher in den Ostalpen erscheint, einem devonischen oder nachdevonischen Orogenvorgang entspross, möglicherweise in derselben Zeit entstand, als das Turracher Konglomerat (asturische Faltungsphase). Unabhängig von meiner den Dolomit betreffende Meinung, ist es auf Grund des im Cáker Konglomeratum gefundenen *Lepidodendron*(?) unzweifelhaft, dass es jünger ist, als Devon. Der Phyllit liegt unter dem Devon, so konnte das zwischen oder unter dem Phyllit liegende Cáker Konglomerat nur tektonisch dahin gelangen.

3. Bisher meinte man, dass der Eisenberg—Kőszeger Phyllit Karbon beziehungsweise Permokarbon ist. Angesichts der alpiden Phyllit-Vorkommen ist es möglich, dass die Bildung der ungarischen Phyllite im Ordovizium begann. Die Gestein-Facies sind nämlich an beiden Gebieten identisch. Es ist aber sicher, dass diese, wenigstens jene um den Eisenberg älter sind, als der Devon Dolomit. Ihr Alter kann nicht genauer bestimmt werden. Die Devon und die Karbon Ablagerungen der Balatongegend, die Bildung des Cáker Konglomerats und die Daraufschup-

pung der Phyllite, beziehungsweise Glimmerschiefer, ferner die Perm Konglomerate der Balatongegend und im Hangenden die Sandsteine weisen auf junge kaledonische und alte variszische synorogene Faltungsphasen, sowie auf junge variszische Gebirgsbildung. Die vier parallelen, teilweise wahrscheinlich aus altpaläozoischen Elementen aufgebauten Antiklinalen, Elevationen, weisen auf variszische Gebirgsbildung hin. Die spektralanalitisches durchgeführte absolute geologische Altersbestimmung hat das Alter des velenceer Granits für 250 Millionen Jahre geschätzt (Frau Földvári-Vogl und Kliburszky: M. Tud. Ak. Műszaki Tud. O. Geokémiai Konferenciája 1959).

Aus Frau Földvári's gefälligen mündlichen Mitteilung habe ich erfahren, dass Ofcsinyikov den Granit von Velence als 320 Millionen Jahre alt bestimmt hat. Diese Bestimmungen, aber hauptsächlich die letztere weisen auf die devonische Bildung des Granits. Meine auf das devonische Alter des Granits bezügliche Meinung ist aus dem Gesichtspunkt der Beurteilung der Bewegungszeiten von Wichtigkeit.

SCHRIFTTUM

1. *Andrusov, D.*: Die vortriadischen Falten-systeme im Gebiet der Westkarpaten. — Geologie Jhrg. 7. H. 3—6. Gedenkschrift S. v. Bubnoff, Berlin, 1958.
2. *Bándai H.*: A Kőszeg—Rohonci hegység nyugati részének geológiai viszonyai. — Földtani Szemle I. k. 5. f. Budapest, 1928.
3. *Bendefy L.*: Növénymaradványok a cäki konglomerátumban. — Bányászati Lapok LXXXVII. Budapest, 1954.
4. *Bendefy L.*: Niveauänderungen im Raum von Transdanubien auf Grund zeitgemässer Feineinwägungen. — Acta Technica Acad. Sc. Hungaricae T. XXIII. Fasc. 1—3. Budapest, 1959.
5. *Dorn, P.*: Geologie von Mitteleuropa, Stuttgart, 1951.
6. *Dorn, P.*: Problematik des Vindelizischen Landes. Geologie Jhrg. 7. H. 3—6. Berlin, 1958.
7. *Földvári—Noszky—Szentés—Szebényi*: Földtani megfigyelések a Kőszegi hegységben. — Jel. a Jövedéki Mélykutatás 1947—1948. évi Munkálatairól. Budapest, 1948.
8. *Fusan, O.*: Paleozoikum Gemericid. — Geol. práce, Zoisit 46. Bratislava, 1957.
9. *Flügel, H.*: 140 Jahre geol. Forschung im Grazer Paleozoikum. — Mitt. d. Naturwiss. Vereins f. Steiermark Bd. 88. Graz. 1958.
10. *Hiessleitner, G.*: Zur Geologie der Erzführenden Grauwackenzone zwischen Admont—Selztal—Lienz. Jhrg. der Geol. Bundesanstalt Jhrg. 1958. 101. Bd. H. 1. Wien, 1950.
11. *Hoffer E.*: Jelentés a Dunántúl ÉNy-i és középső részén az 1958. évben végzett áttekintő földmágneses mérések eredményeiről (Manuscript).
12. *Heritsch—Kühn*: Die Südalpen. — F. X. Schaffer: Geologie von Österreich. Wien, 1951.
13. *Janoschek, R.*: Das Inneralpine Wiener Becken. — F. X. Schaffer: Geologie von Österreich Wien, 1951.
14. *id. Lóczy L.*: A Balaton környékének geomorfológiája. Term. Tud. Közl. Pótfüzetek. CIX—CX. Budapest, 1913.
15. *id. Lóczy L.*: Geologische Bildungen der Umgebung des Balaton; Lagerung dieser nach Gegenden. Resultate d. Wiss. Stud. d. Balaton. I. Bd. I. Teil. I. Hälfte des I. Abschn. Budapest, 1913.
16. *Müller, K.*: Regionale Magnetische Untersuchung und Tektonischer Bau der Kleinen Donautiefene. Práce Geofysikálního Ústavu Československé Akademie Ved No. 91. Geofysikální Sborník 1958.

17. *Jantsky, B.*: Geologie de la Montagne de Velence. *Geologica Hungarica* Ser. Geol. Tom. 10. Budapest, 1957.
18. *Lengyel E.*: A Dunazughegységi andezitek zárványai stb. — Földt. Közl. LXXXI. 4–6. Budapest, 1951.
19. *Limanowski, M.*: Sur le croisement successif des chaines de l'Europe centrale en Pologne et sur les lignes anagogiques de ces chaines. *Bull. du Ser. en Pologne* Vol. I. Warsawa, 1920–1922.
20. *Metz, K.*: Zur Frage voralpinischer Bauelemente in den Alpen. *Geol. Rundschau* Bd. 40. H. 2. Stuttgart, 1952.
21. *id. Noszky J.*: A Cserhát-hegység földtani viszonyai. *Magyar Tájak Földtani Leírása* III. Budapest, 1940.
22. *Oszlaczky Sz.*: A magyarországi geofizikai kutatások néhány problémája (Manuscript).
23. *Pávai-Vajna F.*: Über die jüngsten tektonischen Bewegungen der Erdrinde. — Földtani Közlöny Bd. LV. Budapest, 1925.
24. *Schwinner, R.*: Die Zentralzone der Ostalpen. *F. X. Schaffer: Geologie von Österreich* Wien, 1951.
25. *Szabó G.*: Jelentés a Mecsek és a Villány között 1958. évben végzett gravitációs felvétel eredményéről (Manuscript).
26. *Szalai T.*: Adatok a Dunántúl hegyszerkezetéhez. *Bányászati Lapok* LXXXIV. 10. Budapest, 1951.
27. *Szalai T.*: Geotektonische Syntese der Karpaten. — *Geofizikai Közlemények*. VII. 2. Budapest, 1958.
28. *Szebényi L.*: A Vashegy magyarországi részének földtani viszonyai. — *Jel. Jövedéki Mélykutatás 1947–1948. évi Munkálatairól*. Budapest, 1948.
29. *Tollmann, A.*: Semmering und Radstädter Tauern. — *Mitt. der Geol. Ges. in Wien*, Bd. 50. Wien, 1958.
30. *Varrók K.*: Felsőcsatár környékének földtani felépítése stb. *Földt. Int. Évi J.* 1953. II. 1955.
31. *Vendel, M.*: Daten zur Geologie von Brennbach u. Sopron. — *Mitt. d. Berg- u. hüttenmännischen Abt. an der kgl. ung. Hochschule für Berg u. Forstwesen zu Sopron Ungarn*. Bd. V. Sopron, 1933.
32. *Vendl A.*: A Velencei Hegység geológiai és petrográfiai viszonyai. *M. kir. Földtani Int. Évk.* XXII. Budapest, 1914.
33. *Jugovics L.*: Adatok a székesfehérvári mélyfúrás kőzetanyagának ismeretéhez. *Földtani Közl.* 74. k. 1944.
34. *Geologische Karte: Lóczy L. – Papp K.*: Geological Map of Hungary. Budapest, 1922. *Magyarország Földtani Térképe*. Budapest, 1956.

G. SZÉNÁS

EINIGE FRAGEN DER ENTWICKLUNG UND DER ANWENDUNG DER SEISMISCHEN METHODE

Das Refraktionsverfahren zeigt heutzutage eine bestimmte Tendenz für Wiedererleben, weil das Reflexionsverfahren in manchen Gegenden — meistens in sedimentären Becken — nicht genügend informativ ist.

Die Wiedergeburt bedeutet gleichzeitig — infolge der Analysierung der sogenannten „späteren Einsätze“ — eine Weiterentwicklung.

G. SZÉNÁS

SOME QUESTIONS OF THE DEVELOPMENT AND APPLICATION OF THE SEISMIC METHOD

The Refraction Seismic Method nowadays is in a state of revival, because of, at the same time, a of the Reflection Seismograph on some places (chiefly in sedimentary basins).

The revival means insufficiency development, too, in consequence of analysing the so called „later arrivals“.

A SZEIZMIKUS MÓDSZER KIFEJLŐDÉSÉNEK ÉS ALKALMAZÁSÁNAK EGYES KÉRDÉSEI

SZÉNÁS GYÖRGY

Előszó

Az alkalmazott szeizmológia fiatal tudomány. Jóllehet napjainkban már meglehetősen fejlettséget ért el, alapjában véve fejlődésének még abban a korai, viharos stádiumában van, amikor az események és újdonságok sokkal sűrűbben követik egymást, hogysem meg lehetett volna állni, egy-egy fejlődési szakaszt lezárni és visszapillantva mérleget készíteni a múltból. Részben ez, részben pedig a kutatási feladatok szinte végtelen sokrétősége az oka annak, hogy az alkalmazott szeizmológiában igen sok tisztázatlan fogalom és rendszerezetlen jelenség maradt. Művelőinek táborában is rendkívül heterogén; és ezek a tárgyi és személyi tényezők együttesen magyarázzák, hogy sokszor hibás szemlélet nyilatkozik meg egy-egy eljárással, annak alkalmazásával vagy általában az egész kutatási metodikával szemben. A jelenségek alapos elemzése helyett gyakran szakmai „babonák”, geofizikai „divatok” alakítják ki az alkalmazási szemléletet. Nem szorul bizonyításra, hogy ez tudományosan is, gazdaságilag is hátrányos.

A kézirat 1959. április 1-én érkezett.

A magyar geofizikára az elmondottak fokozottan érvényesek, mert a mi fejlődésünk talán még viharosabb volt, mint más országoké. Fokozottabban kötelességünk tehát rendet teremteni gondolataink között és elvégezni az ehhez szükséges alapvető rendszerezéseket.

Ennek a tanulmánynak — ha szerény eszközökkel is — ez a célja. Szeretnénk ezenkívül pontot tenni néhány olyan kérdéstről folyó vitában, amely szakmai fórumainkon a közelmúltban napirenden volt. Célunkat akkor is elértnek tekintjük, ha ez a lezárás nem sikerül ugyan, de további termékeny vitákat indítunk meg.

Közvetlen időszerűségét és indítékát e tanulmánynak az adta meg, hogy nemrégén fejeztük be egy fontos kísérleti programunkat, a kisl-földi ún. „fáziskorrelációs” refrakciós méréseket. E mérések során sok értékes adat birtokába jutottunk; nem is annyira a Kisalföldet illetően, amely ebből a szempontból csak egy hatalmas kísérleti laboratórium szerepét töltötte be, hanem főleg módszertani kérdésekre vonatkozóan.

Szemléletünk a két éves (1956—57) kísérleti program alatt nagymértékben tisztult és most elérkezettnek látjuk az időt, hogy elvégezzük a kívánatos alapvető rendszerezést és a leszűrt tanulságokról számot adjunk.

Szeizmológiai bevezetés

A *földrengések* eredete és információtartalma régóta foglalkoztatja az emberiséget, de csak a XIX. és főleg a XX. században nyílt lehetőség arra, hogy korszerű szeizmográfok és ezek viszonylag sűrű hálózatának segítségével a kérdést megközelíthessék.

A *Föld* első közelítésben rugalmas test és deformáció (pl. hegység-szerkezeti mozgások) hatására rugalmas energiateljesítmény mehet végbe benne. Ha a felhalmozódott rugalmas energiát valamely földtani történés — vagy egyszerűen csak az a körülmény, hogy a rugalmas feszültség meghaladja az anyag kohéziós erejét — felszabadítja, akkor legnagyobb részben *rugalmas hullámmá* alakul és tovaterjed a Földben.

Mínthogy a rengéshullámokat a szeizmográfok által rajzolt képeikből ismerjük, a továbbiakban a rengéshullám képe — a *szeizmogram* — vizsgálódásunk és elemzésünk tárgya.

Már jóval azelőtt, hogy szeizmogramok elemzése megkezdődött volna, kidolgozták a hullámmozgás elméletét rugalmas közegben és ezen az alapon megmagyarázták a fény terjedését a hipotetikus „éter”-ben. Az elmélet szerint a rugalmas egyensúly hirtelen zavara valamely közeg egy pontjában kétfajta rugalmas hullámot indít el. Az egyik hullám *longitudinális*, a másik pedig *transzverzális* hullámnak bizonyult.

A longitudinális hullám terjedési sebessége:

$$V_l = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}},$$

a transzverzálisé:

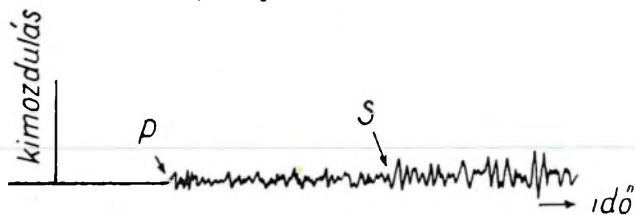
$$V_t = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}},$$

ahol K a térfogati, μ a nyírási rugalmasság modulusa, ρ pedig a sűrűség. A kifejezések elméleti magyarázatát adják meg annak, hogy a hosszanti hullám nagyobb sebességgel terjed, mint a haránthullám. A hosszanti hullámokat ezért P -hullámoknak (undae primae), a haránthullámokat pedig S -hullámoknak (undae secundae) is jelölik.

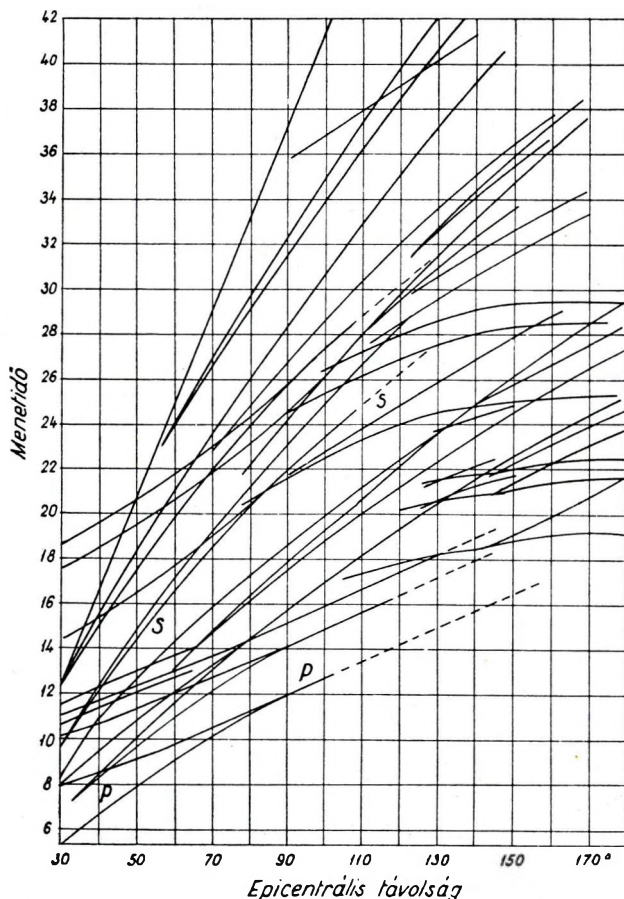
A *felületi* (a Föld felületén terjedő) *hullámok* képe rendszerint a P és S hullámok képe után jelenik meg a szeizmogramon. Hosszú hullámok ezek; egyrészüknek csak vízszintes, másrészüknek függőleges összetevője is van. Közös jelölésük: L (undae longae). Az első típust LQ külön jelöléssel illetik (Love-hullámok), a másodikat pedig LR (Rayleigh-hullámok) jellel.

Ha a rengéshullámok beérkezési idejét idő és út tengelyű koordináta-rendszerben ábrázoljuk (menet-időgörbe) akkor a felszíni hullámok egyenes vonalat adnak. A beérkezési idő a szeizmogramokból közvetlenül kiolvasható, a távolságot pedig, amely az észlelési állomásnak a rengésfészek felszíni vetületi pontjától (az *epicentrumtól*) mért távolsága, számíthatjuk.

A menetidődiagramokból fontos következtetéseket vonhatunk le. Már a szeizmogram is mutatja (1. ábra), hogy mind a P -, mind az S -hullámok beérkezését egy hullámvonalat követi, nyugalmi perió-



1. ábra. Földrengési szeizmogram Bullen nyomán



2. ábra. Földrengési menetidőgörbék (Fészekmélység 600 km) Gutenberg és Richter nyomán

dus nélkül. Ennek több oka lehet, de legvalószínűbb az, hogy a Föld belseje (mint egész) nem homogén. Még inkább meggyőző erről a menetidő-diagram tanulmányozása (2. ábra). A menetidődiagramokon azt látjuk,

1. a felületi hullámok útidőgörbéjének kivételével egyetlen hullám görbéje sem egyenes, és
2. az eredetileg egységes hullám terjedési sebesség szerint több hullámmá válik szét.

A továbbiakban csak a *P*-hullámot elemezzük, mert az alkalmazott szeizmológiában, amelynek a fentiek csak időbeli és logikai előzményei, legnagyobb sebessége következtében ez idő szerint jelentősége csak ennek van.

A *P*-hullámok idődiagramjának görbült voltát, valamint a hullám differenciálódását sebességek szerint, *hullám/fázisokra* való szétbomlását az okozza, hogy a Föld belseje (mint egész) nem homogén, hanem olyan *gömbhéjakból* (a továbbiakban tekintet nélkül a közettani eredetre: *rétegekből*) áll, amelyekben bizonyos fizikai állandók — a *sűrűség*, a *rugalmasság állandók* és a velük meghatározott *terjedési sebesség* — első közelítésben a mélységtől függően növekszenek.

Az elsőként beérkező *P*-hullám (a *P*-hullám első *fázisa*) a legnagyobb sebességgel terjed, ezért az epicentrumtól bizonyos távolságra a közvetlen úton terjedő felületi hullámokat is megelőzi. A hullám terjedési sebességét meghatározó fizikai jellemzőket kőzetek viselik magukon, tehát a mélységben levő kőzetek fizikai jellemzői, így maguk a kőzetek is nyilvánvalóan eltérnek a felszíniektől. Csak így képzelhető el, hogy a legrövidebb idő alatt beérkező hullám nem azonos a legrövidebb úton terjedő hullámmal (Fermat-elv).

Ez viszont ismét feltételezi a Föld rétegezettségét és a rezgéshullámoknak a mélység felé egyre nagyobb sebességű réteghatárokon végbemenő refraktálódását. A kísérletek és a tapasztalatok egyaránt bizonyítják, hogy a felszínen észlelhető rengéshullámok egy része refraktált hullám.

Ez a bizonyítéka a Föld gömbhéjas felépítésének és ebből kiindulva lehetett meghatározni a gömbhéjak méreteit is (2, 3, 6).

A refrakciós kutató eljárás kifejlődése

Ezután már csak egyetlen logikai lépésre volt szükség ahhoz, hogy a rengést mesterségesen idézzük elő, forrásának helyét magunk válasszuk meg és az észlelési távolság megfelelő méretezésével a mérés alsó határát az ásványi nyersanyagkutatás szempontjából még érdekes mélységre szűkítsük.

Mintrop nevéhez fűződik ez a lépés (1920-as évek eleje). A mesterségesen keltett, észlelésre felhasznált (elsőként beérkező) refraktált rengéshullámot, amely jellegénél fogva *P*-hullám, ezért *Mintrop*-hullám-

nak — az alkalmazott geofizikának azt a módszerét pedig, amely a *Mintrop*-hullám gerjesztésén és észlelésén alapszik, *szeizmikus módszernek* nevezzük.

A szeizmikus módszer sokáig csak ezt az eljárást foglalta magában, vagyis a *refrakciós eljárás* egyértelmű volt a *szeizmikus módszerrel*. Ez az eljárás lehetőséget nyújtott arra, hogy a paraméterek megfelelő változtatásával, a felszíntől fokozatosan haladva a mélység felé, az ismeretből kiindulva, lépésről lépésre közelítsék meg az ismeretlent.

Abban, hogy a refrakciós eljárás mint ilyen sem fejlődött évtizedekig, szerepe volt egyrésről annak a ténynek, hogy a földtan az első beérkezések megfigyelésével ugrásszerűen olyan adatok hirtokába jutott, amilyenekről addig álmodni sem lehetett; másrésről pedig annak, hogy egy-egy eljárás széleskörű bevezetése alkalmával olyan emberek kezébe került, akik a továbbfejlesztést nem tudták avatott kézzel művelni. E két ok következtében a refrakciós eljárás sokáig mint „egyedül üdvözítő módszer” uralkodott.

Az *alkalmazott szeizmológia*, vagyis a *szeizmikus kutatómódszer*, még ma is úgyszólván csak előírásokat tartalmazó gyakorlati eljárások gyűjteménye. Távolról sem érte még el fejlődésének zenitjét és ebben — bármily paradoxul hangzik — annak is szerepe van, hogy e „recept-gyűjtemény” előírásaival is lehet még jelentős eredményeket elérni.

A fejlődés másik gátja az, hogy a gyakorlati követelményt kielégítően általában megelégedhetünk a szeizmogramon jelentkező első beérkezések megállapításával. Csak amikor nagyon nehéz körülmények kényszerítettek rá, akkor igyekszünk — de akkor is csak ötletszerűen — a szeizmogramon megjelenő jelek és az előidéző fizikai folyamat között kapcsolatot keresni. A szeizmikus rengés alkalmával lejátszódó fizikai folyamatok mibenléte azonban és különösen ezeknek a folyamatoknak a regisztrálás alatt és miatt bekövetkező átalakulása annyira bonyolult, hogy ezeket részletekben ható pontossággal ma még nem ismerjük. Ez majd a későbbiekből is kiderül.

A refrakciós eljárás azonban csakhamar elégtelennek bizonyult, mert az ipar (a kőolajipar) egyre sürgetőbb, egyre több és egyre nagyobb méretű igénnyel lépett fel. Ebben a fejlődési szakaszban (1930-as évek) az irányítást igényeivel már a nagyipar vette át, — tehát a gazdaságosság is fontos tényezővé vált.

A nagymélységű refrakciós kutatás a nagy robbanóanyagfogyasztás következtében meglehetősen költséges. A refrakciós eljárás emellett túlságosan nagyvonalú és nagyobb mélységben finomabb szerkezeti részletek felderítésére nem alkalmas. Egyéb hátrányai is vannak, amelyeket később részletezünk.

Ameddig a rengéshullámokat nagy sebességgel továbbító (legfeljebb 1500 m mélységben elhelyezkedő) *kősdómok* felkutatása volt a szeizmikus módszer feladata (*Gulf Coast, Texas, Louisiana*), addig a refrakciós eljárás megfelelt a követelményeknek; de mihelyt a kutatási feladat — mind mélységben, mind tartalmilag — megnövekedett, elérkezett egy pontosabb, gyorsabb és gazdaságosabb eljárás kifejlesztésének a szükségessége.

A reflexiós eljárás kifejlődése, továbbá a refrakciós eljárás újraéledése és továbbfejlődése

Kutató elődeink a földrengési szeizmogramokból nagyon jól tudták, hogy a rengés alkalmával többfajta hullám terjed és éri el a felvevő berendezést. A mesterséges rengés alkalmával ezek igen kis időintervallumban érkeznek a szeizmométerhez; mindenesetre azon időtartományon belül, amely az első beérkezést (a Mintrop hullám első beérkezését) követő szeizmogramszakaszon a kaotikus zavarokat foglalja magában (lásd a 3. ábrán jobbról a 2. és 3. szeizmogramot), tehát képük külön-külön nem látható.

Ha jogosan remélhetjük azt, hogy a későbbi hullámoknak az észlelése a kutatást pontosabbá vagy olcsóbbá teszi, láthatóvá kell tenni ezeket az ún. „*későbbi beérkezéseket*” is.

Későbbi beérkezés lehet:

1. A P hullámnál kisebb sebességű S hullám beérkezése;
2. a nagyobb sebességű rétegben terjedő *Mintrop* hullám beérkezése, ha az első nem ez volt; és a kisebb sebességű rétegben terjedő *Mintrop* hullám beérkezése, ha az első nem ez volt;
3. a visszavert (reflektált) hullám beérkezése;
4. valamennyi zavaró és felületi hullám beérkezése, amelyeket nem részletezünk, mert ezeknek inkább a kiküszöbölésére, mint a láthatóvá tételére kell törekednünk.

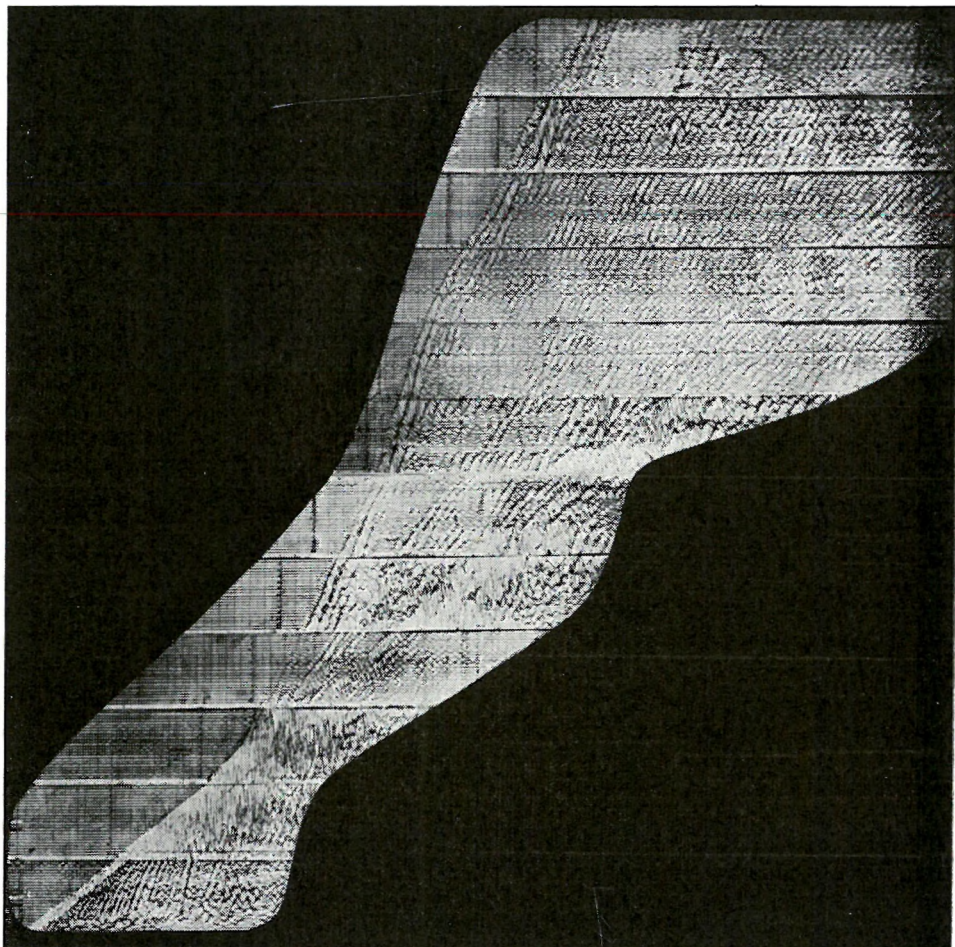
Az első beérkezést követő kusza rajzból elsőnek a reflektált hullámot igyekeztek láthatóvá tenni, sőt mesterfogásokkal kiemelni. Az elektronika rohamos fejlődése egymás után kialakította azokat a torzító berendezéseket (keverő, amplitúdószabályozó, szűrő), amelyek a reflektált hullámot láthatóvá és elemezhetővé tették.

Ennek a lépésnek a forradalmi jellege és jelentősége abban volt, hogy megnyitotta az útját a további fejlődésnek; mert akármi is volt a technikai megoldás, a háttérben az a gondolat húzódott meg, hogy egy kusza jelköteg elemzésével kell az eddiginél több és jobb földtani adat birtokába jutni.

Nyilvánvalóan el kellett érkeznie annak az időnek, amikor az első beérkezés és a reflektált hullámok mellett a 2. pontban említett *Mintrop* hullámok elemzésére is sor került. Ezzel már el is jutottunk az ún. „*fáziskorrelációs eljárás*” egyik alapgondolatához.

Vizsgáljuk meg a másik alapgondolatot is. Amikor a beérkezés kusza jelkötege a torzítóberendezések segítségével differenciáltabb lett és az egyes hullámösszetevők külön-külön láthatókká váltak, az is nyomban szembetűnt, hogy az egyes „beérkezések” nem egyetlen hullámhegyből és hullámvölgyből állanak, hanem több hullámból álló hullámcsoporthoz tartoznak. A mérések során az is kiderült, hogy a rengés forrásától távolodva a hullámcsoporthoz első tagjai fokozatosan elhalnak és bizonyos távolságban már csak harmadik-negyedik, stb. hullám észlelhető (3. ábra, jobbról 7–10. szeizmogram). Ezt a folyamatot a rengési energia

fokozásával (a robbantótöltet növelésével) valamelyest késleltetni lehet, de megszüntetni nem. A jelenség oka ma még nagyrészt ismeretlen.



3. ábra. Refrakciós szeizmogramok a Kisalföldről

A továbbiakhoz élesen meg kell különböztetnünk a következő fogalmakat:

- a. *első beérkezés*, mint egész (mint hullámcsoporth);
- ab. *első beérkezés* egyik vagy másik (esetleg első) részlete, szakasza („*fázisa*”);
- b. *későbbi beérkezés*, mint egész (mint hullámcsoporth);
- bb. *későbbi beérkezés* egyik vagy másik (esetleg első) „*fázisa*”.

A *refrakciós kiértékelésnek* minden elve, minden formulája az *első beérkezés (a) első hullámszakasza (ab) kezdő fázisának* elemzésén alapul. Említettük, hogy kezdetben nem is állott más adat rendelkezésre, de az is tény, hogy a pontos mélységszámításhoz — minthogy időtartamot mérünk — csakis a beérkezések kezdő fázisa használható fel. A fentiekben említett *elhalás* jelensége ezt első látásra lehetetlenné teszi.

Már többször használtuk a *fázis* szót és az olvasó észrevehette, hogy nem minden esetben ugyanazt a fogalmat jelöltük vele. *Fázisnak* neveztük a földrengési *szeizmogramon*, ill. *menetidődiagramon* az egyes hullámok beérkezéseit — az alkalmazott szeizmológia fogalomtárából kölcsönvett szóval: az egyes *sebességágakat*.

Fázisnak neveztük ugyanakkor valamely hullámcsoport egyetlen teljes hullámát is.

Egyik elnevezés sem egyezik meg a „*fázis*” szónak a fizikában használt jelentésével. *Fázison* valamely harmonikus *hullámmozgást*, pl. az x tengely irányában haladó sinusos síkhullámot leíró kifejezés:

$$A = A_0 \sin \omega \left(t - \frac{x}{c} \right)$$

$\omega \left(t - \frac{x}{c} \right)$ argumentumát értjük. Itt c a fázissebesség. A *fázis* egy mozgási

állapot, amely időben és térben tovaterjed, de emellett ismernünk kell és el kell fogadnunk azokat a jelentéseit is, amelyeket a tudományos nyelvhasználat (sőt a mindennapi beszéd) más téren, eltérő értelemben szentesített.

A szeizmikus észlelést egyszerre több — rendszerint 24 — helyen végzik. A hullámnak ugyanaz a mozgási állapota — ahogyan a hullám időben és térben tovaterjed — valamennyi észlelési pont oszcillogramján (az oszcillográf fénypontjainak és a fényérzékeny papírnak szinkronizált mozgása révén) megjelenik. Ennek a mozgási állapotnak felismerése az egyes oszcillogramokon és azonosítása (korrelálása) az ún. *fáziskorreláció*.

Megállapodtunk abban, hogy nem a hullámot, hanem képét, a szeizmogramot elemezzük. A szeizmogram pedig nem más, mint 24 rezgőmozgást végző pontnak — az oszcillográf 24 fénypontjának — időben széthúzott képe.

Vegyük ezért a harmonikus rezgőmozgást végző *pontra* vonatkozó kifejezést:

$$A = A_0 \sin (\omega t + \varphi),$$

ahol φ a fázisszög.

A *fáziskorrelációt* tehát így is definiálhatjuk: a több helyen észlelt szeizmikus hullám képén a képen rögzített mozgásoknak azt az állapotát kell korrelálni, amelyeknél a φ azonos. Hozzátehetjük még ehhez, hogy a pontos mélységszámítás kedvéért a *kezdő fázist* kell korrelálni, mert ha az $\omega t = 2\pi, 4\pi$ stb.-nek megfelelő későbbi fázisokat korreláljuk, a mélységszámítást szisztematikus hibával terheljük. Ez is magyarázza az ún. „első beérkezéssel” refrakciós eljárásnak oly sokáig egyedül uralkodó voltát.

Az elmondottakból levonhatjuk az alábbi következtetéseket:

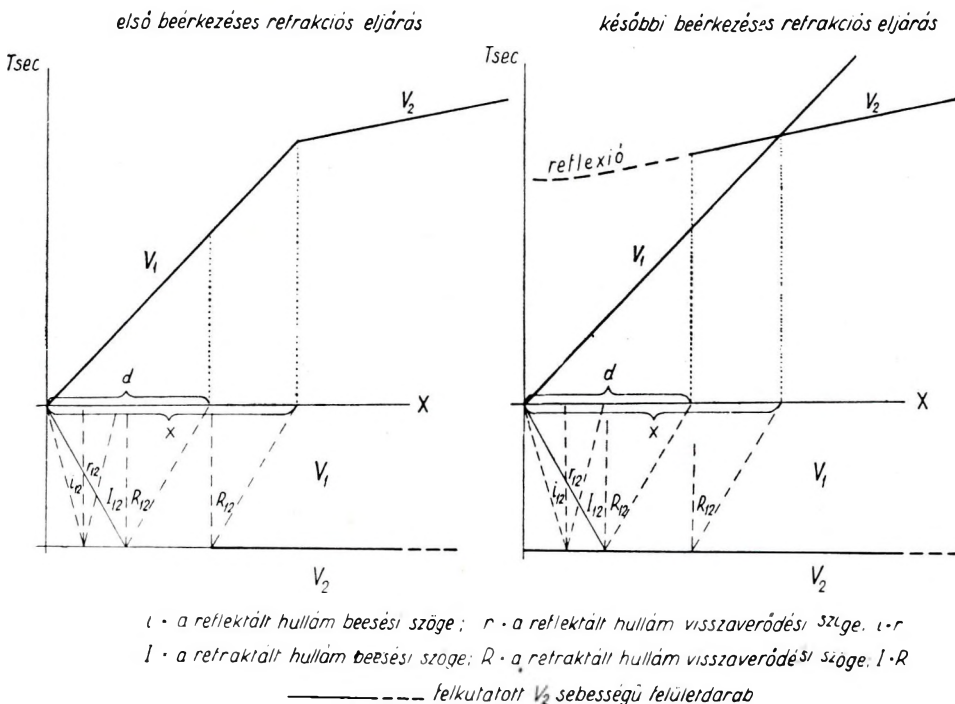
- α) minden szeizmikus kiértékelés kezdete fáziskorreláció;
- β) korrelálni nyilván csak olyan fázisokat lehet, amelyeket a szeizmogramon felismerhetünk;
- γ) a pontos mélységszámítás csak az első beérkezés kezdő fázisának korrelációján alapulhat.

A probléma tehát így merül fel:

- a) láthatókká kell tenni és fel kell használni a későbbi beérkezéseket;
 - b) az egyes beérkezések elhalt kezdőfázisait valamilyen módon rekonstruálni kell.
- a) A későbbi beérkezések láthatóvá tétele megoldott probléma. Egy részük — pl. a *reflexiós beérkezések* — felhasználásra is került.

Nem vitás, hogy a többi későbbi beérkezés felhasználása (kivéve az *S*-hullámét) hasznos. A többi későbbi beérkezésen lényegében a fentiekben 2. pontban említett *Mintrop*-hullámokat érjük. Ha ezeket felhasználjuk, az alábbi előnyökhöz jutunk:

1. a legmélyebb kutatott felületről (képződményről) adatokat kapunk első beérkezésű jelentkezése előtt is;



4. ábra. Az ún. „korrelációs” refrakció elve

2. a kisebb mélységű képződményekről adatokat kapunk első beérkezésű jelentkezésük után is;
3. mindezekkel robbanóanyagot és szelvényhosszt takarítunk meg (4. ábra).

A 4. ábrán látható, hogy ugyanolyan hosszúságú vonaldarab több felvilágosítást nyújt a kutatótt szelvényről akkor, ha későbbi beérkezéseket is figyelembe veszünk. Ahhoz, hogy a szelvényen $x - \frac{d}{2}$ szakasz V_2

sebességű rétegéről felvilágosítást kapjunk, a szelvényt balfelé ennyivel meg kell hosszabbítani; ahhoz, hogy V_1 sebességű rétegről az x ponttól (a törésponttól) jobbra is felvilágosítást kapjunk, ide egy újabb robbanópontot kell telepíteni. A későbbi beérkezések felhasználása ezeket a műveleteket fölöslegessé teszi. Emellett a jelentkező reflexiók beérkezése is felhasználható.

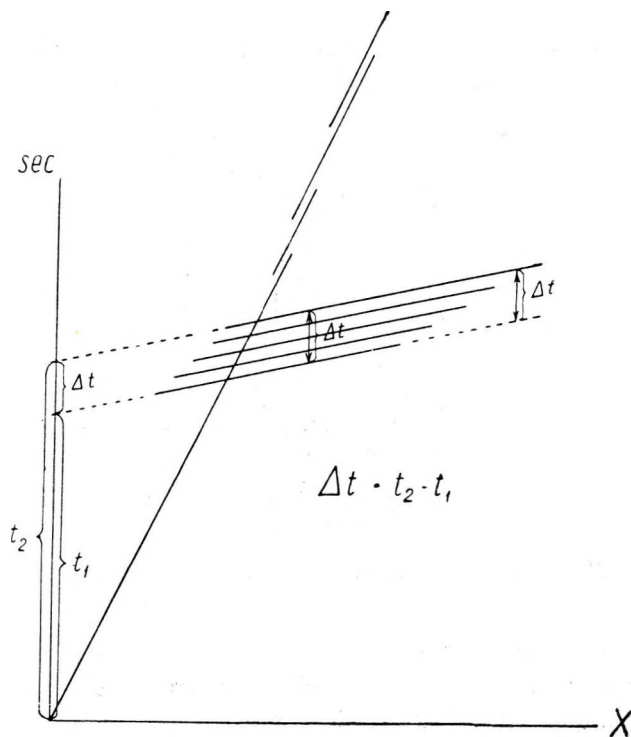
Egyéb előnyökhöz is jutunk későbbi beérkezések felhasználásával. Ezek az előnyök az ún. *átlövés*, továbbá a *többszörös visszaverődések* felépése esetén domborodnak ki. Részletes tárgyalásukat később adjuk.

b) A „*fázisok*” elhalásának jelenségét részleteiben megmagyarázni nem tudjuk, és mivel kellő mennyiségű vizsgálatot erre vonatkozólag nem folytattunk, meg sem kíséreljük.

Tapasztalathból tudjuk, hogy ha a több hullámból álló hullámcsoport több csatornás rajzán az azonos fázisúnak ítélt pontokat összekötjük, akkor ezek a vonalak, az ún. *fázistengelyek* párhuzamosak egymással.

Ezen alapul a retrográd korrelációnak az a módja, amikor a — mondjuk — $4\pi + \varphi$ fázist kezdő fázissá alakítjuk egy olyan *idő-redukcióval*, amely a $4\pi + \varphi$ fázis és a kezdő fázis között eltelt idővel egyenlő. Ez a *fázis-redukció* (5. ábra).

Meg kell jegyezni, hogy a korrelálás nemcsak a fentiekben fejtegetett mechanikus műveletek elvégzését je-



5. ábra. A fáziskorreláció elve

lenti. Sok esetben a hullámalak, frekvencia, egyszerűen az ún. *dinamikus jellemzők* is szerepet kapnak a korrelálásban; sőt ezekből, ill. ezeknek változásából közvetlenül földtani adatokat tudhatunk meg (frekvenciaváltozás — közettani változás).

* * *

Azt állítottuk, hogy kezdetben a szeizmikus módszer egyértelmű volt a refrakciós eljárással. A további fejlődéstörténeti fejtegetéséből kiderült, hogy később egyenrangú társként belépett a reflexiós eljárás. Vizsgáljuk meg, hogy az ún. „fáziskorrelációs refrakciós eljárást” szabad-e ill. kell-e egyenrangú harmadik társként felvenni a szeizmikus módszerbe, az egyes szeizmikus kutató eljárások gyűjtő rendszertani kategóriájába.

A régi refrakciós eljárás teljes, helyes elnevezése: *az első beérkezések kezdő fázisát korrelálva kiértékelő refrakciós eljárás*.

Az ún. „fáziskorrelációs refrakciós eljárás” teljes, helyes elnevezése ezek szerint: *valamennyi beérkezés minden nyomon követhető fázisát korrelálva kiértékelő eljárás*.

Ebből a szembeállításból világosan kitűnik, hogy az ún. „fáziskorrelációs” eljárásban távolról sem ismerhetők fel olyan kvalitatív különbségek a „rég” refrakciós eljárással szemben, mint a reflexiós eljárásban.

Ha ehhez még hozzávesszük azt, hogy a rengéshullám, amelyet észlelünk, tökéletesen azonos mind az „új”, mind pedig a „rég” eljárásnál (a reflexiónál nem!), továbbá a fizikai, geometriai-hullámoptikai törvények is teljesen azonosak mindkét esetben, el kell vetnünk azt a szemléletet, amely szerint az ún. „fáziskorrelációs” eljárás új és az eddigiektől független eljárás, vagy éppen „módszer” (a *módszer* és az *eljárás* viszonyát a későbbiekben fejtegetjük).

Megítélésünk szerint a *szeizmikus módszer két eljárásra* oszlik: a *refrakcióra* és a *reflexióra*. A refrakciós eljárás levetette magáról a fejlődésnek azokat a korlátait, amelyek az „első beérkezések” bűvös körében való topogásra kényszerítették. A korszerű refrakciós eljárás mérési rendszerében, észlelési technikájában és kiértékelési szemléletében azokat az elveket követi, amelyeket a fentiekben kifejtettünk.

Jogosan merül fel ellenben az a kérdés, hogy mi befolyásolja az egyik vagy a másik eljárásnak túlzottan előnyben részesítését; magyarul szólva: a térben és időben kifejlődő „geofizikai divatokat”.

Amikor kutatunk, az a célunk, hogy a kutatott területről minél több és minél pontosabb adatot gyűjtsünk. Két különböző eljárás informativitása sohasem fedi teljesen egymást, ezért — szigorúan tudományos szempontból — nem adhatunk előnyt egy bizonyos eljárásnak. A gyakorlatban azonban — mivel kutatásunk végső fokon gazdálkodási tevékenység — vizsgálnunk kell tevékenységünk ökonomikus voltát is; az egyes eljárások informativitását egybe kell vetnünk költségeikkel.

Ha pl. egy kutatást két eljárással végeztünk, a teljes megkutatottságot 100 egységnek, költségüket szintén 100 (50 + 50) egységnek tekintjük, akkor a gazdaságosságot az informativitásban való részvétel százalékos aránya dönti el. Ilyen értelemben már valóban előnyben részesíthetjük az egyik vagy a másik eljárást.

Megkíséreljük a válaszádat a geofizikai divatok kérdésére földtani és fejlődéstörténeti elemzés segítségével.

Az ún. „fáziskorrelációs” eljárást (FKR) kialakító tényezők

I.

A geofizikusok véleménye a FKR-ről

A refrakciós eljárást a fentiekben kifejtett korszerű szemlélettel elsősorban a Szovjetunióban és az Egyesült Államokban alkalmazták [9, 10]. Az elmélet kidolgozása G. A. *Gamburcev* nevéhez fűződik [9]. Nagy érdeme *Gamburcev*-nek, hogy szakított azzal a felfogással, mely szerint első beérkezések nélkül nincsen refrakciós mérés. Ő mutatott rá arra, hogy a refrakciós méréseknél is kell és lehet későbbi beérkezések regisztrálására törekedni; és regisztrálásuknál, valamint kiértékelésüknél a reflexiós mérések regisztrálásának és kiértékelésének elveit lehet és kell alkalmazni.

A FKR-t *javitott refrakciós eljárásnak* nevezi, tehát nem „új módszer”-nek.

Leghelyesebb elnevezése „*teljes refrakciós eljárás*” lenne, de talán főlegesen még ilyen megkülönböztetés is, mert — az adott körülmények között — amúgy is mindig teljességre törekszünk.

A FKR szemlélet segítségével a refrakciós eljárás mélységi behatoló-képessége jelentékenyen megnövekedett. Általa vált lehetővé az, hogy a földkéreg gömbhéjas összetételének kutatásánál ne csak a véletlen földrengések megfigyelésére legyünk utalva, hanem saját kezdeményezéssel és a körülmények alkalmas megválasztásával magunk végezhesünk ilyen kutatásokat. A legnevezetesebb ilyen kutatások eddig *Gamburcev* kutatásai voltak a *Tien-San* hegység környékén.

Ezzel kapcsolatban kell rámutatni egy elvi különbségre, amely *Gamburcev* felfogása és a mi felfogásunk között fennáll. *Gamburcev* nem ragaszkodik ahhoz, hogy a regisztrátumon — legalább rövid szakaszon — minden esetben legyen első beérkezés *kezdő fázisa*. Mi ehhez ragaszkodunk, mert enélkül a fázisredukció lehetetlen, vagyis a mélységmeghatározás bizonytalan.

Tény az, hogy a földkéreg mélyebb szintjeinek (Conrad, Mohorovičić) kutatásánál mesterséges rengéskeltéssel nem mindig remélhetünk kezdő fázisokat; ill. soha nem lehetünk bizonyosak afelől, hogy a regisztrátumon ilyen van. Ezeknek a felületeknek a refrakciós mélységmeghatározása tehát szükségképpen hibával terhelt. A hiba százalékos aránya azonban a nagy mélységekhez viszonyítva csekély.

Az Egyesült Államok geofizikusai [5, 10, 12] elismerik, hogy a FKR a refrakciós eljárás javított formája, mégis meglehetősen tartózkodó magatartást tanusítanak vele szemben. Jóllehet lényegét ugyanúgy látják, mint ahogyan a fentiekben *Gamburcev* nyomán és személyes tapasztalatok alapján magunk is kifejtettük, mégis túlzottan kiemelik a pontatlanságát. *Dix* pl. „utolsó menedék”-nek nevezi [5].

Ha jobban megvizsgáljuk a tartózkodás okát, úgy tűnik, hogy nem kifejezetten a FKR-nek, hanem általában a refrakciónak szól és többé-kevésbé a reflexió iránti előszeretetből fakad.

Szinte talányként mered elénk, hogy az Egyesült Államok és a Szovjetunió egyaránt kiváló geofizikusai miért foglalnak el ilyen ellentétes álláspontot egy fontos módszertani kérdésben.

Most ismét eljutottunk a „geofizikai divatok” problémájához, amelyet a továbbiakban megkísérlünk megoldani.

Ezzel kapcsolatban érinteni fogjuk azt is, hogy a refrakciós eljárás újraeledését és továbbfejlődését mi tette szükségessé; továbbá megvilágítjuk, hogy hazánkban miért és milyen megfontolások mellett célszerű a refrakciós eljárást alkalmazni.

A következőkben már nem teszünk különbséget FKR és refrakció között, hanem a régi, jól bevált elnevezést használjuk.

II.

A szeizmikus eljárások összefüggése a földtani felépítéssel

Földünket — jelenlegi vizsgálataink szempontjából — négy jellegzetes szárazföldi területfajtára oszthatjuk (6. ábra):

1. az ősi (kristályos) pajzsok területe;
2. a régi (prealpi) gyűrthegységek többé-kevésbé lepusztult tönkjének és a premezozóos, mezozóos tábláknak területe;
3. a fiatal (alpesi) gyűrthegységek területe;
4. a fiatal gyűrthegységek medencéi és általában a kontinensek belső és peremi medencéi.

Az 1. területet kivéve valamennyi területen képződhetett köolaj és fel is halmozódhatott. Geofizikai kutatás szempontjából azonban ezek a területek nem egyenlő értékűek. *Geofizikai kutatásra nagy általánosságban a 2. területcsoport a legalkalmasabb, mert kőzetei viszonylag homogének (konszolidáltak) és kevésbé zavart településűek, mint a 3. és 4. területcsoportéi.*

A 3. területcsoportban a gyűrűt, pikkelyezett, takarós szerkezet és a szeszélyes, hegyes terep; a 4. területcsoportban pedig a medenceüledékek rendszerint lencsés vagy keresztrétegzett települése és a fizikai „vezérszintek” ebből következő hiánya nehezíti a kutatásokat.

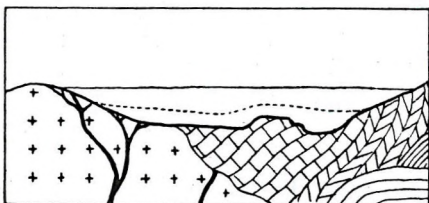
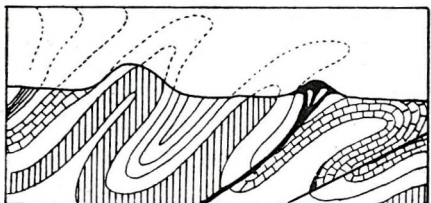
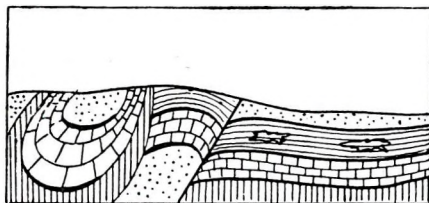
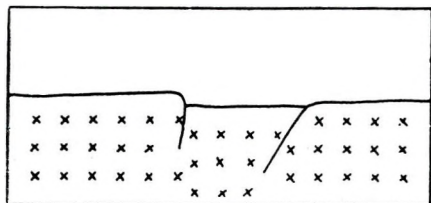
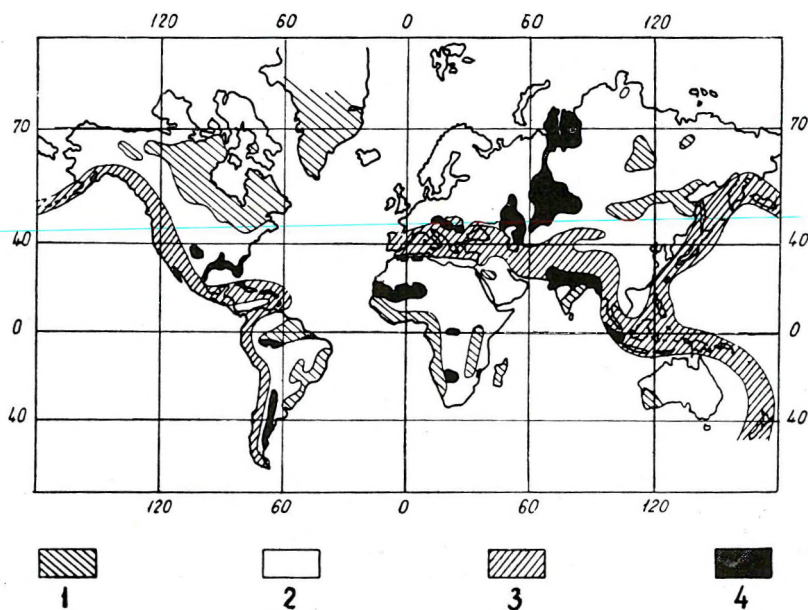
Mindezek csak nagy általánosságban (statisztikusan) érvényes megállapítások; számos helyi eltérés, számos helyi „tájidegen” felépítése elképzelhető.

Az Egyesült Államok és a Szovjetunió területének zöme a 2. kategóriába tartozik.

A dél-lengyelországi köolajmezők (Boriszlav) a 3. területcsoportban vannak.

Hazánk területe a 4. kategória jellegzetes példája¹.

¹ Ilyenek még: a Bécsi Medence, a Havasalföld, az Indus — Gangesz — Brámaputra síkság, stb.



6. ábra. A kontinensek geofizikai különbségei

Hazánkban — jöllehet az alkalmazott geofizika szülőhazája — a geofizika a 30-as évektől kezdve főleg külföldi hatásokra fejlődött. Különösen a második világháború után lett szembeszökő a fejlődésnek ez a másodlagos jellege. Az Egyesült Államok és a Szovjetunió, mint a háború utáni idők „geofizikai nagyhatalmai” gyakoroltak döntő befolyást fejlődésünkre.

Mindkét ország területét a fentiekben ugyanabba a földtani kategóriába soroltuk, Magyarországot ellenben megkülönböztettük tőlük.

Most megvizsgáljuk, hogy mit jelent ez a különbség a geofizikai kutatások tervezése és alkalmazása, a kutatási módszertan fejlődése szempontjából.

Elemezzük először a 4. területcsoportot.

A 4. területcsoport alapvető földtani jellegzetessége, hogy *medence*; rétegtanilag és fizikailag is jól definiálható *alaphegységet* és ezt *diszkordán*-san borító *fedőösszletet* folam glagában. A fedőösszlet az alaphegységtől korban, közettanilag és fizikai állandók szempontjából rendszerint élesen különbözik. A fedőösszletben is lehetnek többé-kevésbé markáns *diszkordanciaszintek*, üledékképződési jellegzetessége azonban az *üledék/folytonosság*.

A medence általános földtani szelvényében tehát csak egyetlen határozott diszkordanciaszint van: az *alaphegység felszíne*.

Az alaphegység sűrűségben is, terjedési sebességben is különbözik a fedőösszlettel mint egésztől, és a fedőösszlet egyes tagjaitól is; az alaphegység sűrűsége és terjedési sebessége nagyobb mint a fedőösszleté.

A terjedési sebesség különbsége azt jelenti, hogy ezen a határfelületen refraktált hullám keletkezhetik, mert refraktált vagy *Mintrop*-hullám csak különböző sebességű rétegek határfelületén jöhet létre (nem érintjük itt a görbült hullámutak problémáját).

A sűrűség különbsége pedig azt jelenti, hogy ezen a határfelületen reflektált hullám is keletkezhetik, mert ehhez a hullámellenállások különbsége szükséges. A hullámellenállás a ρ sűrűség és a V terjedési sebesség szorzata:

$$R = \rho V$$

Igen valószínűtlen, hogy az alaphegység és a fedőösszlet érintkezési felületén a sűrűség és a terjedési sebesség különbsége éppen akkora, hogy a két képződmény hullámellenállása egyezzek.

Az *alaphegység* felszínén reflektált és refraktált hullám egyaránt keletkezhetik, az alaphegység felszíne tehát refrakciós és reflexiós eljárással egyaránt kutatható; az alaphegységnek reflexiós eljárással meghatározott mélysége meg kell hogy egyezzen a refrakciós úton meghatározott mélységgel, és ennek a mélységmeghatározásnak *van* földtani értelme.

A *fedőösszlet* — mint említettük — nagyban és egészben folytonos üledékképződéssel keletkezettnek tekinthető. Az ilyen összletben a rétegtani határfelületek bizonytalanok, és semmiképpen sem kell egybeesniök fizikai határfelületekkel. Könnyen előfordulhatnak olyan felületek, amelyeken csak a terjedési sebesség, vagy csak a hullámellenállás

különbözik. Üledékfolytonossággal képződött összletben tehát a reflektáló felületeknek nem feltétlenül kell egybeesniök refraktáló felületekkel; egyiknek sem kell egybeesnie a statisztikus öslénytani (rétegtani) határfelületekkel; a reflexiós mélységszámítás pontosságát nem viszonyíthatjuk a refrakciós mélységszámításhoz; egyiket sem a fúrásból megállapított rétegtani határhoz; vagyis a mélységszámításnak ilyen esetben *nincsen* földtani értelme.

Feltételezhetjük ellenben, hogy a fizikai szintek a rétegtani szintek a rétegtani szintekkel nagyban és egészben párhuzamosak.

Az alaphegység felszínét tehát mind a refrakciós, mind pedig a reflexiós eljárással — elvben — meg lehet határozni. A gyakorlatban nem egészen így áll a helyzet. A refrakciós eljárással valóban még minden esetben sikerült az alaphegység felszínének meghatározása, reflexiós eljárással azonban nem.

Egyes esetekben az alaphegységnek megfelelő mélységből egyáltalán *nem* lehetett reflexiót kapni; néha pedig ennél nagyobb mélységből *is* jelentkeztek *reflexiók*.

A *reflexiók kimaradásának* okára nézve egyelőre feltevésekre vagyunk utalva. Ilyen feltevések: energiaelnyelés a felszínközelségben, *diffúz* visszaverődés az alaphegység felszínén annak egyenetlen volta folytán, stb.

A *túlságosan sok reflexió* okára vonatkozólag pedig elsőként a *többszörös visszaverődésekre*, továbbá a szeizmikus berendezés önálló és reflexióra emlékeztető jelet kialakító folyamataira kell rámutatnunk. Az alaphegység felszíne alatt kevéssé valószínű olyan vízszinteshez közelálló rétegződés, amely reflexiót eredményezhetne.

Mindezek folytán reflexiós mérésnél ritkán kerülünk abba a helyzetbe, hogy egy legelső felületelemsort biztosan alaphegységfelszínként értelmezhezzünk. Ha tehát a kutatásaink célja éppen az alaphegység felszíne — és mint később látni fogjuk, igen sokszor ez a cél — akkor a refrakciós eljárást előnyben kell részesítenünk.

Amennyiben a fedőösszlet szerkezetét minőségileg óhajtjuk felderíteni (statisztikus dőlésviszonyok meghatározása), vagy mélyfúrásokból ismert alaphegységsszinteket kell fúrásról fúrásra korrelálni, akkor a reflexiós eljárásra eshet a választásunk.

Ilyenformán nyilvánvaló, hogy ha a két eljárásnak más-más funkciót szánunk, akkor egymást kiegészítik. Vannak azonban olyan kutatási feladatok, amelyeknél egyiknek vagy a másiknak fölénye szembeszökővé válik. A magyar medencében a legáltalánosabb kutatási cél (l. később) az alaphegység domborzatának meghatározása. A fentiek szerint erre a refrakciós eljárást alkalmasabbnak véljük, legalábbis jelenlegi műszerezettségünk mellett.

* * *

A *táblás vidékek* (2. területcsoport) földtani szelvényében több diszkordanciaszint lehetséges. Ezeknek mindegyike rétegtanilag is, fizikailag is külön-külön egyenértékű lehet a *medencék* egyetlen alaphegységsszintjével. Köznapi nyelven szólva: a medencében egyetlen alaphegység van, a táblás vidékeken pedig több. A *táblás vidékeknek* ezeket az ún. *vezér-*

szintjeit általában mind refrakciós, mind pedig reflexiós eljárással meg lehet határozni. Ilyen helyeken azonban a reflexiós eljárás fölényre tehet szert, mert az egyes rétegek sebességkülönbsége nem feltétlenül éles, és a sebességek nem feltétlenül lefelé növekszenek. Emellett a reflexiós eljárás pontosabb, finomabb szerkezeti részletek kimutatására alkalmasabb és olcsóbb.

A szeizmikus kutatás elmélete és gyakorlata az Egyesült Államokban fejlődött ki. Amikor az amerikai geofizikusok a *texasi* és *louisiani* (*Gulf Coast*) kőszódóm-szerkezetek refrakciós kutatásán túlhaladtak és felismerték a reflexiós eljárás előnyeit, — ha publikációkból következtetni szabad — gyakorlatukban a reflexiós eljárás úgyszólván kiszorította a refrakciósat [16].

A Szovjetunióban éppen ebben az időben kezdték a kutatási szervezetet korszerűen és nagymértéken kifejleszteni. Nyilvánvaló, hogy a szovjet geofizikusok szemléletét erősen befolyásolta az amerikai tapasztalat; már csak azért is, mert a Szovjetunió területének nagy része az Egyesült Államokéhoz hasonló jellegű.

Az Egyesült Államokban is vannak természetesen a reflexiós mérés szempontjából ún. „rossz” (nem láblás jellegű) területek [15], de ezeknek a felkutatása manapság még nem feltétlenül időszerű.

Ez a magyarázata annak, hogy az amerikai geofizikusok előnyben részesítik a reflexiós eljárást; és ez az oka annak, hogy még az igen részletes kézikönyvek [5, 12] is mindössze 1—1,5 lapot szentelnek annak a teljessé tett (*fáziskorrelációs*) refrakciós eljárásnak, amelyről *Gamburcev* egy egész könyvet írt [9].

A Szovjetunió kevésbé válogathat kőolajterületekben (az Egyesült Államok jelenleg kb. háromszor annyi kőolajat termel, mint a Szovjetunió) [20]. Nyilvánvaló, hogy ennek következtében a szovjet geofizikusoknak előbb vagy utóbb rá kellett jönniök arra, hogy a reflexiós kutatás nem alkalmazható mindenütt és a reflexiós szempontból „rossz” területeken — ha a kőolaj éppen itt halmozódott fel — vissza kellett térniök a refrakcióhoz. A visszatérés azonban nem jelentett hátrálást, mert az első beérkezések korlátainak áttörése előre tett lépés volt.

A szovjet geofizikusok tudományos céllal kéregszerkezeti nagymélységű kutatásokat is folytattak a *Himalája* É-i előterében. Nincs tudomásunk arról, hogy amerikai kollégáink ilyeneket végeztek volna. Ez a körülmény is a szovjet geofizikusoknak biztosított előnyt és lehetőséget a refrakció értékelésére, újraélesztésére és továbbfejlesztésére.

A szeizmikus módszer fejlődése és alkalmazása Magyarországon

Az előzőekben azt fejtegettük, hogy egy-egy nagy kulturális és gazdasági egység földtani felépítése befolyásolja az ott előnyösebben alkalmazható szeizmikus eljárás megválasztását. Nem kárhoztathatjuk azt, hogy a kutatók töprengenek egy adott területre legalkalmasabb eljárás megállapításán; még azt sem, hogy megtalálván, előszeretettel alkalmazzák; de azt már kárhoztatjuk, ha az előszeretettel előítéletté válik és mechanikus módon alkalmazzák az immár egyedül üdvöztetőnek kijelentett eljárást;

elhanyagolva az egyes kisebb tájegységek egyedi sajátosságait, az egyes tájegységek egyedi kutatási elemzését.

Ha teret adunk annak a felfogásnak, hogy a táj sajátos felépítése sajátos eljárást kíván, akkor akkor meg kell mondanunk, hogy a refrakciós eljárás szülőföldjének — mint a 4. területcsoport jellegzetes példájának — hazánknak kellett volna lennie.

Sajnálatosképpen azonban magunk is beleestünk abba a hibába, hogy hosszú ideig kritika nélkül elfogadtuk az idegen területeken bevált eljárásokat, és nem igyekeztünk sajátos hazai metodikát kialakítani.

Mentségül szolgáljon, hogy két igen erős „reflexiós hatást” kaptunk. Még ma is rendkívül szuggesztív számunkra az amerikai irodalom; a szovjet geofizika pedig fejlődésünk kezdetén (1948—52) szintén kissé a reflexió bűvöletében mozgott. *Gamburcev* maga is csak 1952-ben publikálta a tárgyra vonatkozó alapvető munkáját [9].

A probléma iránt tanúsított érdeklődésünkre azonban jellemző, hogy ezután szinte azonnal (már 1953 végén) elkezdtük a korszerű refrakciós eljárás hazai kidolgozására irányuló kísérleteinket. A refrakciós eljárás egyébként sem volt számunkra idegen, egyrészt mert már korábban is végeztünk refrakciós méréseket, másrészt pedig 1952-től kezdve kutatásainkat olyan területekre is kiterjesztettük (kőszenterületek), ahol amúgy sem lehetett reflexiós mérést alkalmazni. 1952 és főleg 1954 óta minden évben szerezhettünk refrakciós tapasztalatokat [7, 14, 17, 18], és végül 1957-ben, kereken 120 km sikeresen befejezett korszerű refrakciós szelvénnel abba a helyzetbe kerültünk, hogy egyrészt adatokat tudtunk szolgáltatni a refrakciós, mégpedig a korszerű refrakciós eljárás alkalmazhatóságára vonatkozólag, másrészt pedig megalkottuk sajátos szemléletünket a Magyar Medence és a kutatására legjobban alkalmazható szeizmikus eljárás viszonyáról.

Magyarország — mint említettük — a 4. területcsoportba tartozik. Ez azt jelenti, hogy földtani felépítésének alapvető jellegzetessége — túlzó absztrakcióval — a *paleozóos-mezozóos alaphegység* és az ezt diszkordánsan borító *neogén fedőösszlet*.

A *fedőösszlet* közzettanilag is, fizikailag is (tehát terjedési sebességben is) erősen különbözik az *alaphegységtől*; településében azonban — különösen ahol 2000 m-nél nem vastagabb — nagyban és egészben követi ennek domborzatát, az egyes rétegeknek a felszín felé egyre csökkenő szögű dőlésével.

A *fedőösszlet* üledékfolytonossággal képződött, de egykori üledékgyűjtőjének gyakori oszcillációja következtében mind a függőlegesben, mind pedig a vízszintesben sűrűn ismerhetők fel benne lokális faciesváltások; amint mondani szoktuk: *lencsés településű*. A felszínt sok helyütt igen laza, energiaelnyelő *pleisztocén-* vagy *jelenkori hordalék* borítja [1].

Ha mindezeket: az *üledékfolytonosságot* (a *vezérszint* hiányát), a *lencsés települést* és a *felszín laza képződményeit* együttesen tekintjük, akkor szinte elméletileg is megállapíthatjuk, hogy a Magyar Medence nem a legalkalmasabb területe a reflexiós kutatásnak.

Ezt mutatják a gyakorlati tapasztalatok is. A felszíni laza képződmények energiaelnyelő hatását sikerült kizárni [1], a neogén rétegösszlet

bizonytalan határfelületeit hosszabb hullámú rengéssel (*légrobantással*) [8] esetleg sikerülhet kirekeszteni és egy biztosat meghatározni, de arra vonatkozólag mélyfúrások nélkül soha nem lehet biztosítékunk, hogy vajon az alaphegység felszínét jelentik-e a legalsó reflexiók [19].

Vegyük mindehhez a *diffúz* visszaverődést az alaphegységnek a hullámhosszal azonos nagyságrendű egyenetlenségeiről, továbbá a *többszörös visszaverődéseket*; és nyilvánvalónak tűnik, hogy az alaphegység felszínének meghatározása reflexiós eljárással bizonytalan.

Valóban, ha megsejmlélünk egy reflexiós szelvényt (7. ábra), akkor azon annyi felületelemet látunk, hogy hozzájuk rendelhető ily nagy számú réteg (legalábbis a rétegtan szempontjából annak tekinthető képződmény-egyed) a magyar *neogén* összletben nem is különíthető el. Az alaphegység szintje azonban bizonytalan.

Kétségtelen, hogy ezeknek a felületelemeknek a statisztikus dőlése jellemzi a fedőösszlet átlagos települését, de a szeizmikus kutatástól ennél általában többet várnak [13].

Szintek, főleg alaphegységfelszínnek nyomonkövetése mélyfúrástól mélyfúrásig, hálás feladata a reflexiós eljárásnak, de mélyfúrás nem mindenütt van. A regionális kutatások területén pedig a mélyfúrások olyan távol vannak egymástól, hogy ez az elv ott nem alkalmazható.

Ha szabad a Magyar Medence kőolajkutatási (geofizikai) munkahipotézisét az alaphegység felszínének és a fedőösszlet dőlésviszonyainak kutatására szűkítve megfogalmazni, akkor előnyt kell biztosítanunk a refrakciós eljárásnak a következő okok folytán:

1. refrakciós kutatással meg lehet határozni a nagysebességű alaphegység mélységét (az egyetlen olyan mélységet a medencében, amelynek földtani értelme *van*) és nagy vonalakban a domborzatát:

2. a refrakciós kutatás a fedőösszlet dőlésviszonyairól is legalább annyi felvilágosítást ad, mint a reflexiós kutatás; valójában — a sebesség-határok elkülönítésével — többet ad (8. ábra).

A szeizmikus kutatástól várható földtani adatok közül legfontosabbnak az alaphegységre vonatkozó adatokat tartjuk, mert

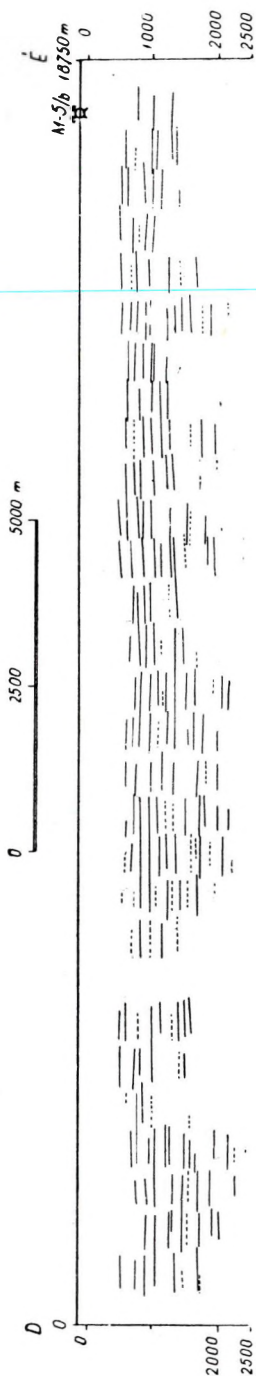
1a) az alaphegység mélységének ismerete a kőolajkutató mélyfúrások tervezése szempontjából rendkívül fontos;

1b) a fedőrétegek települése nagyban és egészben az alaphegység domborzatát követi, amely a fedőösszlet üledékekor az üledékek hajlításos formaelemeit elsődlegesen kialakító tényezőként szerepelt (ez az állítás elsősorban azokra a területekre érvényes, ahol az alaphegység mélysége nem haladja meg a 2000 m-t; ahol ui. ennél vastagabb a képlékeny — agyagos, márgás — fedőösszlet, ott könnyen elképzelhető ennek kisméretű önálló deformációja);

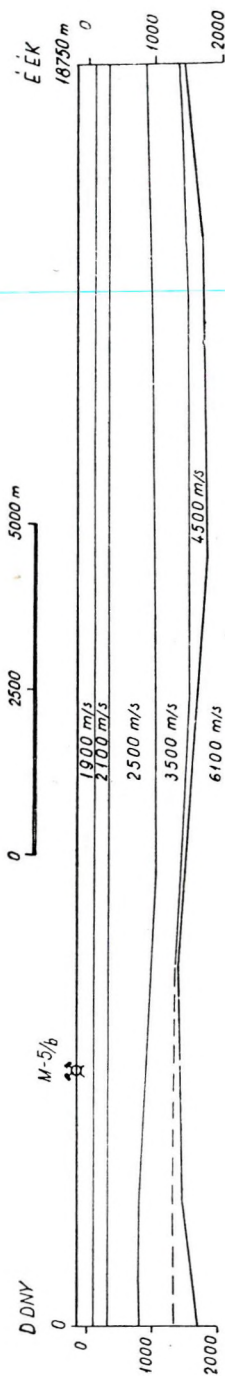
1c) magában az alaphegységben is halmozódik fel kőolaj.

* * *

A refrakciós eljárásnak eddig csak az előnyeiről szoltunk, vizsgáljuk meg a hátrányait is.



7. ábra. Reflexiós szelvény a Kisalföldről (KKFV nyomán)



8. ábra Refrakciós szelvény a Kisalföldről

Azt már láttuk, hogy a refraktált (*Mintrop*) hullám csak olyan rétegek határfelületén keletkezhet, amelyek közül az alsóban nagyobb a rengéshullámok terjedési sebessége. Ha azonban valamely rétegsor n -edik tagja, amely egyébként megfelel ezeknek a követelményeknek, az adott sebességviszonyokhoz képest eléggé vékony, akkor felszínéről első beérkezést nem kaphatunk. Ezt a jelenséget átlövésnek nevezzük, és ez minden kiékelődő réteg esetén lehetséges, mihelyt elvékonyodása az átlövéshez szükséges méretet elérte.

A régi refrakciós eljárás mellett az átlövés a mélységszámítást vastagságtartó rétegnél szisztematikus, kiékelődő rétegnél pedig változó hibával terhelte, mert az ilyen réteg jelenlétére a szeizmogramon semmiféle utalás nem volt.

A korszerű refrakciós eljárásnak többek között az is előnye a régivel szemben, hogy ezek az átlőtt rétegek is jelentkezhetnek későbbi beérkezéssel.

A refrakció másik jelentős hátrányaként az ún. *inverzió*¹ révén előálló szisztematikus mélységszámítási hibaforrást szokták emlegetni. Az *inverzió* azt jelenti, hogy a kutatott rétegösszetételben egy vagy több olyan réteg van, amelynek a sebessége kisebb a felette levőénél. Az ilyen réteg felső határfelületéről refrakciós beérkezést nem kaphatunk. Ez kiértékelési szempontból azt jelenti, hogy egyrészt egy vagy több réteg figyelmen kívül marad, másrészt pedig az inverz réteg alatt levő rétegek mélysége a valóságnál nagyobbknak mutatkozik.

Inverz, ill. fedett réteg kimutatása csak reflexiós eljárással lehetséges. Ezért célszerű (és lehetséges is) a kétfajta eljárást olyan területeken, ahol inverzió gyanúja merül fel, együtt alkalmazni.

Egyébként az inverzió a Magyar Medencében és általában a medencékben, a medencék üledékképződésének természeténél fogva oly csekély kiterjedésben fordul elő, hogy gyakorlatilag elhanyagolható.

A két szeizmikus eljárás együttes alkalmazása a többszörös visszaverődések gyanúja esetén is célszerű, de csak alaphegység-, ill. diszkordanciaszint kutatásánál. Alaphegység-, ill. diszkordancia-felületről várhatók ui. reflexiós és refrakciós beérkezések egyaránt. Az ilyen terület reflexiós beérkezéséhez szükségképpen refrakciós is tartozik, amelynek sebességadata anyagi jellemzőként szerepelhet. Így lehetővé válik az alaphegység minőségi és mennyiségi meghatározása, azaz a mélyebbről érkező reflexiókat — ezzel is — többszörös visszaverődésekké minősíthetjük.

Az előadottak összegezése:

A szeizmikus módszer két eljárást — a refrakciósat és a reflexiósat — foglal magában. Az, hogy a refrakciós eljárás hatósugarát megnöveltük, nem teszi szükségessé e művelet új módszerként való feltüntetését, sőt még új elnevezést sem.

A medencék kutatására a refrakciós eljárás nagy általánosságban alkalmasabb, mint a reflexiós! Ez azonban nem jelenti a refrakció egyed-

¹ Az *inverzió* és az *inverz réteg* kifejezések a gyakorlati szóhasználatban meghonosodtak. Helyességük azonban vitatható. Helyettük a *fedettség* és a *fedett réteg* kifejezéseket javasoljuk.

uralmát, mert vannak esetek — mint láthattuk is —, amikor célszerű, sőt kell reflexiós mérést végeznünk.

* * *

A refrakciós mérés alkalmazhatóságának mélységi határai: néhány-szor 10 m-től néhány-szor 10 km-ig. Az alkalmazásnak a korábbiakban kifejtett szemlélete a teljes mélységtartományban érvényes.

A szeizmikus módszer költséges, ezért szeizmikus kutatást csak kitüntetett területeken, a kutatás tárgyára vonatkozó kedvező földtani és geofizikai indikációk esetén érdemes végezni. Ez azt jelenti, hogy a szeizmikus méréseket földtani és más — kevésbé költséges — geofizikai módszerrel végzett átnézetes (felderítő) kutatásnak kell megelőznie. Ötletszerű szeizmikus felderítés elképzelhetetlen.

Kísérlet geofizikai nevezéktan megalkotására

A fejezet címe felveti az összefüggés kérdését, de az aggály minden bizonnyal eloszlatható, ha rámutatunk arra, hogy egyrészt a kutató módszerek elemeinek az egésszel való összefüggése nevezéktanilag ma még nem tisztázott, másrészt pedig, hogy éppen ez teszi lehetővé azt, hogy a *módszer* és az *eljárás* szavakkal dobálódzva, jeles szakemberek követői valamely eljárás természetes fejlődését új módszerként tüntessék fel.

Nem látszik tehát célszerűtlennek nevezéktant alkotni, mert a helyes kategorizálás önkénytelenül is éberségre int az erőltetett újításokkal szemben; másfelől viszont a pongyola szóhasználat zülleszt a szabatos fizikai, geofizikai, földtani fogalomalkotást és felületes szemléletű embereket nevel.

Az eddigi fejtegetéseknek egy nem lényegtelen része az ún. fázis-korrelációra vonatkozott. Elemeztük többek között azt is, hogy a fázis-korreláció mint ilyen, vajon új módszer-e? Megállapítottuk, hogy nem új és nem is módszer. Felmerül a kérdés, hogy mi a „*módszer*”?

A *módszer* fogalma szerte a világon teljesen tisztázatlan. Éppúgy mint az, hogy az egyes kutatási eljárások, mérési fogások, mérési rendszerek, alárendeltségi vagy mellérendeltségi viszonyban vannak-e egymással. Ebben a vonatkozásban tökéletes anarchia „uralkodik”, és egyaránt módszernek nevezzük a szeizmikus *módszert*, a reflexiós „*módszert*”, a légrobbantásos „*módszert*”, az időellenőrzéses „*módszert*”; jóllehet pl. ez a csoportosítás önmagában is mutatja, hogy ez a sok, módszernek nevezett valami, egymással nem egyenértékű kapcsolatban áll.

Kíváncsú lenne, ha a Magyar Tudományos Akadémia állást foglalna ebben a kérdésben és rugalmas, de szabványosított *nevezéktant* hocsátana közre.

Példaképpen az alábbiakban megkíséreljük a helyértékkategóriák definícióját.

Módszer-nek csak azt nevezhetjük, ami alapvető és specifikus fizikai tényen nyugszik: pl. a *tömegvonzáson*, a *rugalmasságon*, a *földmágnességen*, az *elektromos áram vezetésén* vagy *gerjesztésén* stb. Ilyen alapon

módszer a gravitációs módszer, a szeizmikus módszer, a földmágneses módszer a geoelektromos módszer stb.

Ha ennek a kategóriának a határát így vonjuk meg, akkor a refrakció és a reflexió már nem kaphatja meg a „*módszer*” nevet. A refrakció és a reflexió rendszertani helye alárendelt, a helyérték neve legyen: *eljárás* (a továbbiakban csak szeizmikus fogalmakkal dolgozunk, ami nem zárja ki azt, hogy az egyéb módszerek kutatói ne alakítsák ki a maguk sajátos, de egységbe illeszkedő nevezéktanát).

A robbantás a szeizmikus eljárásoknak csak egy részlete. Ha tehát működésünket pl. a *légrobbantás* alkalmazásával végezzük, akkor a műveletet nem nevezhetjük légrobbantásos eljárásnak, mert az *eljárás* szó már foglalt egy magasabb kategória számára. Mivel a légrobbantás végeredményben a rengéskeltési problémának egy lehetséges műszaki megoldása, helyértéke nevéül ezt javasoljuk: *megoldás*.

A szeizmikus módszer lefelé lényegében tovább nem tagozódik. A mérési rendszerek és a kiértékelései „*mesterfogások*” összessége kb. egyenlő helyértékű a légrobbantással; gyűjtőnevük eszerint: *megoldás*.

Javaslatunk lényege tehát egy hármas, alárendeltségi tagolás, amelyet egy szeizmikus példán bemutattunk. Ehhez hasonlóan valószínűleg minden módszeren belül elvégezhető ez a tagolás vagy besorolás.

Összefoglalva:

<i>módszer:</i>	<i>szeizmikus</i>
<i>eljárás:</i>	<i>reflexiós, refrakciós</i>
<i>megoldás:</i>	<i>légrobbantásos, időellenőrzéses stb.</i>

* * *

Ha helyes volt ez a fejtegetés, akkor nevezéktanilag is igazoltuk, hogy a fáziskorrelációt *módszernek* semmiképpen sem tekinthetjük. A korábbiakban azt is igazoltuk, hogy *új eljárásnak* sem lehet tekinteni a régi reflexiós és refrakciós eljárások mellett.

Ezzel természetesen nem akarjuk kisebbiteni *Gamburcev* érdemét, és senkiét, aki egy-egy eljárás továbbfejlesztésén fáradozik. Több ismérvet kívánunk azonban ahhoz, hogy valamit újnak tekintsünk.

Gamburcev kísérlete nem új módszert szült, hanem a *ma* refrakciós eljárását. Nincs a régi refrakciós eljárásnak sem mellé-, sem alárendelve, hanem a régi megcsontosodott szemléletű alkalmazást továbbfejlesztette és ma már ez „*a*” *refrakciós eljárás*.

I R O D A L O M

[1] *Ádám Oszkár*: Egyes DNy–Dunántúli területek némaságának okai. Geofizikai Közlemények, IV. köt. 1. Budapest, 1955.

[2] *Bullen, K. E.*: An Introduction to the Theory of Seismology, Cambridge Univ. Press 1953.

[3] *Byerly, P.*: Seismology, Prentice Hall, New-York 1942.

[4] *Clewell, D. H.*–*Simon*: Seismic Wave Propagation, Geophysics Vol XV. 1950.

[5] *Dix, C. H.*: Seismic Prospecting for Oil, Harper Bros., New York, 1952.

[6] *Egyed L.*: A Föld fizikája, Akadémiai Kiadó, Budapest, 1956.

- [7] *Erős J.*: Jelentés a Kisalföldön 1956-ban végzett FKR kísérletekről. M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Int. Budapest, 1957.
- [8] *Gálfi J.*: A levegőben robbantás módszerének alkalmazása a hazai gyakorlatban. Geofizikai Közlemények, Budapest, 1952.
- [9] *Gamburcev, G. A. – Riznyicsenko, Ju. V. – Gerzon, J.*: Korreljacionnij metod prelomljonnih voln, Izdatyelsztvo Akad. Nauk SZSZSZR, Moszkva, 1952.
- [10] *Gillin, J. A. – Alcock, E. D.*: The Correlation Refraction Method of Seismic Surveying, Geophysics. Vol. XI. No. 1. 1946.
- [11] *Heiland, C. A.*: Geophysical Exploration, Prentice Hall, New York, 1951.
- [12] *Jakosky, J. J.*: Exploration Geophysics, Trija Publ. Co., Los Angeles, 1950.
- [13] *Kőolajkutató és Feltáró V.*: Jelentés az 5/54 szeizmikus csoport kisalföldi regionális és Celldömölk környéki átnézetes kutató munkálatairól, Budapest, 1955.
- [14] *Lendvai K.*: Jelentés a Hortobágyon 1954-ben végzett FKR kísérletekről. M. Áll. Eötvös Loránd Geofizikai Int. Budapest, 1955.
- [15] *Lyons, P. L.*: A Seismic Quality Map of the USA, Geophysics Vol. XVI. 1951.
- [16] *Nettleton, L. L. – Lyons, P. L.*: Geophysical Case Histories, SEG, Tulsa, Okl. 1948–1956.
- [17] *Szénás Gy. – Lendvai K.*: Jelentés a Hajdúszoboszló – Püspökladány között 1955-ben végzett FKR kísérletekről. M. Áll. Eötvös L. Geofizikai Int. Budapest, 1956.
- [18] *Szénás Gy. – Ottlik P.*: Jelentés a Kisalföldön 1957-ben végzett refrakciós mérésekről. M. Áll. Eötvös L. Geofizikai Int. Budapest, 1959.
- [19] *Szénás Gy.*: Geofizikai Teleptan, Akadémiai Kiadó, Budapest, 1958.
- [20] Oil and Gas Journal, 1958. dec. 87. lap.

Á. TÓTH

**BESTIMMUNG DES IN WASSER GELÖSTEN RADIUM- UND RADON-
GEHALTES MIT EINEM EMANOMETER NACH DEM PRINZIP EINES
TORSIONSELEKTROMETERS**

Die Kenntnis der in den Gewässern des zu erforschenden Gebietes gelösten Radium- und Radongehaltes liefert in sehr vielen Fällen sehr wichtige Angaben zu den radiogeologischen und geophysikalischen Forschungen. Die im Folgenden dargelegte Methode ist in gleicher Weise geeignet für die Gelände durchgeführten Radonuntersuchungen, als auch für Laboratoriumsversuche mit Radium und mit Radon.

**VÍZBEN OLDOTT RÁDIUM- ÉS RADONTARTALOM MEGHATÁRO-
ZÁSA TORZIÓS SZÁLAS ELEKTROMÉTERŰ EMANOMÉTERREL**
TÓTH ÁRPÁD

Rádióhidrogeológiai és geofizikai kutatásokhoz sok esetben igen fontos adatokat szolgáltat a kutatott terület vizeiben oldott rádiom- és radontartalom ismerete. A következőkben ismertetett módszer egyaránt alkalmas terepen végzett radon- vagy laboratóriumi rádiom- és radon-vizsgálatokra.

A) A módszer mérési elve

A mérés végrehajtása céljából cirkulációs rendszerbe állítjuk össze sorrendben: a torziós elektrométerrel ellátott ionizációs kamrát (az emanométert), a benne levő levegő átfűtésére szolgáló gumipumpát, a vízmintát tartalmazó gázmosópalackot, végül a CaCl_2 -os szárítóegységet. A levegőt meghatározott ideig áthajtjuk a vízmintán, amely abból a radont csaknem teljesen kiűzi (a visszamaradóra korrigálunk) és a rendszerben egyenletesen elosztja. Az elektrométer segítségével ezután ismert feltételek mellett megmérjük az ionizációs áramra és így a kamrába zárt radonmennyiségre is jellemző elektrométer-szélesség értékét. Ebből az adatból — ha műszerünket előzőleg ismert rádiomtartalmú oldatetalonnal hitelesítettük — a kérdéses radon- és — bizonyos megfontolások révén — a rádiomtartalom is meghatározható [2, 6, 7]. A műszerrel mérhető legkisebb radon- vagy egyensúlyi esetben rádiomkoncentráció értéke $3 \cdot 10^{-12}$ curie/l. A még mérhető legkisebb aktivitás: $1,5 \cdot 10^{-12}$ curie. Terepen a mérés $\pm 10\%$, laboratóriumban $\pm 6\%$ -os relatív középhibával végezhető el.

A kézirat 1958. november 27-én érkezett.

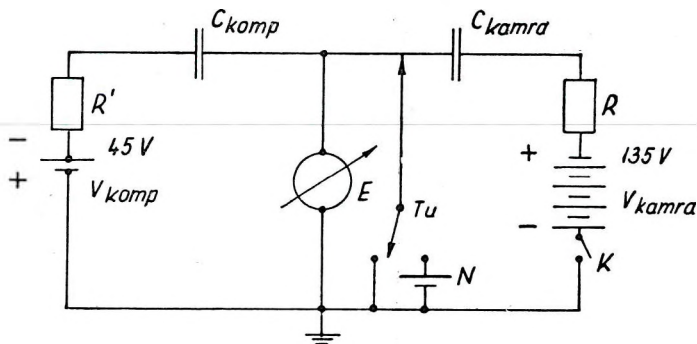
B) Az eljárás ismertetése

1. A mérőműszer

A mérőműszer ionizációs kamrára csavarható torziós elektrométer. Az elektrométerhez uránpreparátumos kompenzátor-kamrácska kapcsolható a rádióaktív szennyeződés és háttérhatás kiküszöbölése céljából.

- a) Az elektrométer kvadráns ékrendszerű, katódporlasztással vezetővé tett torziós kvarcszálrendszer, négy ék elektromos erőterében felfüggesztve. Az ékek távolsága a kvarcszálrendszertől változtatható, ezáltal az elektrométer S_V feszültségérzékenységet 5–60 skálaosztás/volt tartományban tetszés szerint szabályozhatjuk. Az S_V beállítását szárazelemmel vagy Weston-féle normálemmel végezzük, amelyről pozitív, majd negatív (1,5, ill. 1 V-os) feszültséget bocsátunk a szálrendszerre, és a mikroszkóp skáláján a 0 beosztástól vett megfelelő jobb és bal irányú kitéréseket leolvassuk. Az elektrométer kapacitása méréseink szerint $C = 5 \text{ pF} \pm 20\%$, ionizációs kamrával együtt a kapacitása 13 pF körüli. Töltésérzékenysége irodalmi adatok [1] szerint $10^{12} - 10^{13}$ skálaosztás/coulomb. A vele mérhető feszültségtartomány általában 0–8 V-ig terjed.
- b) Az ionizációs kamra két, egymáshoz illő és légmentesen összehajlítható félhengerből áll, bakelitcsapokkal ellátva. A félhengerek az ionizációs kamratartó fémházba tehetők be, mely műanyag szigetelő közepén a kamrába nyúló gyűjtőelektródákat is magában foglalja. Térfogata kb. 500 cm^3 . A telítési áramra vonatkozó korrekció értéke a kamrára adott feszültség és a mért radonmennyiségek mellett $b \approx 0,1$ [1]. (a telítés problémáiról bővebben: [11]).
- c) A kompenzátor kisméretű ionizációs kamra. Henger alakú, belső felületén változtatható az uránpreparátum hatásos sugárzó felülete. Ennek segítségével a kompenzátorban különböző mértékű ionizációs áramot létesíthetünk. A kompenzációs kamra gyűjtőelektródája az elektrométer kvarcszálrendszeréhez és egyúttal az ionizációs kamra gyűjtőelektródájához kapcsolódik. A létrehozható kompenzációs áram nagysága folyamatosan változtatható 0– 10^{-13} . A tartományban iránya ellentétes a háttérből eredő ionizációs áram irányával.
- d) A műszer működését elektromos helyettesítő kapcsolási rajzából érthetjük meg (1. ábra). A mérőeszköz a feltöltődési módszer szerint működik. A K kapcsolót zárva az E elektrométer (lényegében a rendszer összkapacitása) a földhöz képest töltődni kezd a C_{kamra} ionizációs kamrában előálló levegő ionizáció fokától függően. A kvarcszálrendszer — amelyet előzőleg elektromosan és mechanikusan nulláztunk — elfordul az ékek között. Az ily-

módon észlelt szásebesség az ionizációs kamrába vitt radonmennyiség mértéke. (Az E elektrométerben vannak az ékek, a rájuk kapcsolt 45 V-os feszültségforrások, az ék és telepek közé kötött védőellenállások, valamint a rendszer összes eredő kapacitása is. T_0 a töltéslevezető, T_u a Tumbler-kapcsoló, R , R' védőellenállások, N a Weston-féle (ill. az 1,5 V-os száraz) elem.



1. ábra

2. Ionizációs árammérés az elektrométerrel, az elektrométer jelleggörbéi

A vízmintákból az ionizációs kamrába hajtott radon levegő-ionizációja folytán keletkező telítési ionizációs áram igen kicsi. Ha a kívánt alsó méréshatár 10^{-12} C nagyságrendű, akkor a radon és bomlástermékei radioaktív egyensúlya esetén 10^{-14} — 10^{-15} A erősségű ionizációs áramokat kell mérnünk. Ha az E elektrométer skálájának meghatározott szakaszán az S_v feszültségérzékenység állandó, a műszerrel mért ionizációs áram állandó C_0 műszerkapacitás mellett [1]

$$I = C_0 U / S_v$$

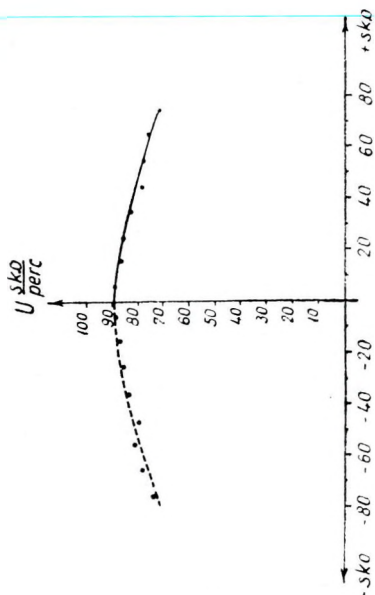
ahol U az észlelt szásebesség skálaosztás/sec-ban; C_0 a rendszer összkapacitása F-ban; S_v a feszültségérzékenység skálaosztás/V-ban. Viszonylagos mérések esetén — mint jelen esetben is — azonos mérési feltételek mellett az ionizációs áramok aránya egyenlő a megfelelő szásebességek arányával:

$$I_{\text{minta}} / I_{\text{etalon}} = U_{\text{minta}} / U_{\text{etalon}}$$

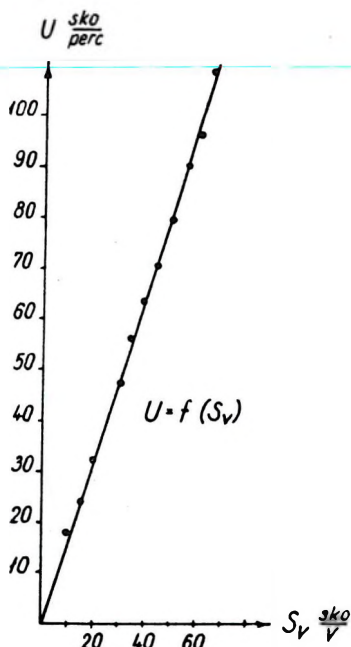
Ezért következőkben az ionizációs áram és szásebesség fogalmakat azonos értelemben használjuk. Észlelés előtt minden műszerre felveendők a következő diagramok:

- a) Az elektrométer $U = f$ (skálaosztás) jelleggörbéje. Ez az U szásebesség változását jelenti a műszerskála különböző részein, állandó ionizációs áram, feszültségek, ékhelyzet, kapacitás és feszültségérzékenység mellett (2. ábra). Mint látható, a szásebesség csak korlátozott skálaosztás tartományban állandó. Ügyelni kell tehát, hogy hitelesítés és koncentráció mérés alkalmával is

a szásebességet mindig azonos skálaosztás tartományon határozzuk meg. Valójában szásebesség mérést csak a 2. ábra szerinti pozitív skálaosztás tartományban végezhetünk. Ti., ha a szárendszer elektromos és mechanikai nullázása után, a szál képe előtt jobbra-balra mozgatható mikroszkópskála 0 vonalát a szál fenti módon beszabályozott alaphelyzetével hozzuk fedésbe, csak az ettől az alaphelyzettől jobbra eső elmozdulásokat észlelhetjük, mivel a szárendszer mindig pozitív előjelű töltéssel töltődik fel.



2. ábra

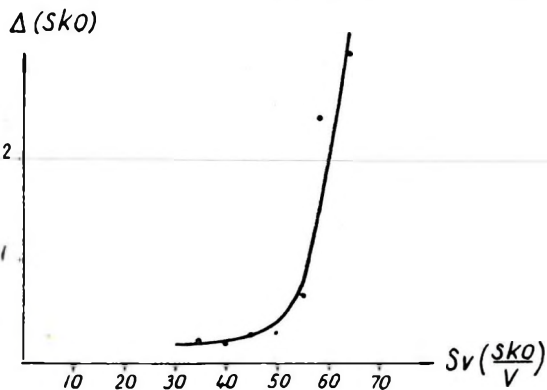


3. ábra

A görbe bal oldali részét ezért szaggatottan húztuk ki. Ezt a részt a kompenzátor segítségével vettük fel oly módon, hogy vele mindig a megfelelő negatív töltést közöltük a szárendszerrel, és ezután alkalmaztuk a jobb irányú kitérítéshez szükséges ionizáció forrást. A görbe jobb és bal oldali részének szimmetriája az U tengelyre nézve biztosít a szárendszer normális működéséről.

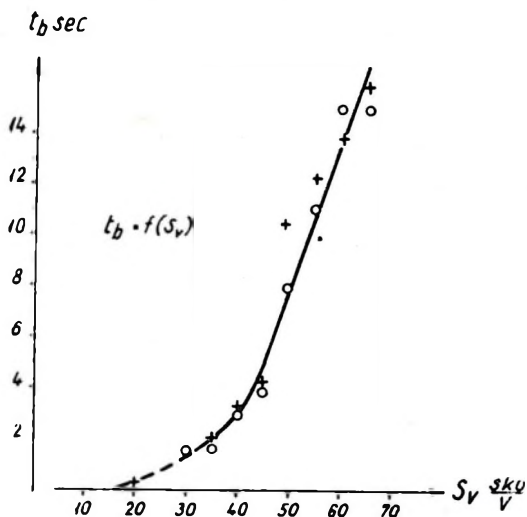
- b) Az elektrométer $U = f(S_v)$ jelleggörbéje. Ez az összefüggés U szásebesség változását adja meg az elektrométer feszültség-érzékenységétől függően, azonos skálatartomány, állandó ionizációs áram, kapacitás és feszültségek mellett (3. ábra). Használt műszerünkkel felvett 3. ábrabeli diagram szerint a fenti összefüggés lineáris az 5–60 skálaosztás/volt tartományban. Észleléseink szerint az azonos típusú, különböző műszereknél a 0 pont stabilitás általánosan megszűnik 55 skálaosztás/volton felül.

Az $U = f(S_v)$ összefüggés felvételével beállíthatjuk az elektrométer maximális S_v -értékét. Ezáltal legérzékenyebb állapotában használva kis koncentrációk kimutatására tesszük alkalmassá. A műszerrel folytatott munkánál fontos ügyelni a következőkre is. Midőn az elektrométeren az S_v -t beállítjuk, a mikroszkópban



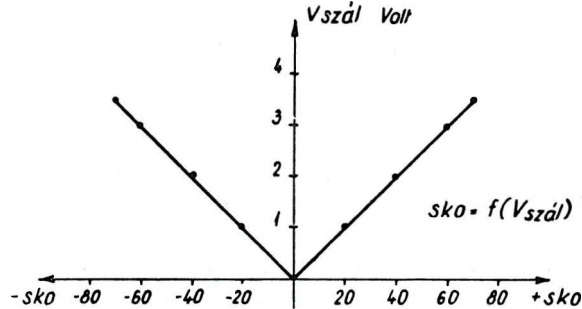
4. ábra

levő skála előtt elmozduló szál jobbra és balra való kitérése a skála 0 pontjától, 30 skálaosztás/voltnál nagyobb S_v -értékek mellett, általában már egymástól eltér. Ez a Δ -aszimmetria, mint a 4. ábrából látható, használt műszerünknel 55 skálaosztás/volt feszültségérzékenység mellett ugrásszerűen megnövekszik. Ennek következtében a műszerrel beállítható maximális S_v -érték nem lehet nagyobb 55 skálaosztás/voltnál.



5. ábra

- c) Az elektrométer $t_b = f(S_v)$ jelleggörbéje. Ez a kvarcszál nyugalmi helyzetbe való t_b beállási idejének változását jelenti az elektrométer S_v feszültségérzékenysége függvényében. Meghatározásakor állandó feszültségekkel kell dolgozni. Két használt műszerünkre (+ és 0 jelű pontok) felvett fenti összefüggés az 5. ábrán látható. A $t_b = f(S_v)$ összefüggés ismeretében minden feszültségérzékenységhöz leolvasható a beszabályozásnál szükséges várakozási idő, míg a szál véghelyzetében nyugalmi állapotba jut. Tapasztalataink szerint az azonos típusú, különböző műszerek között eltérések vannak a görbe lefutása tekintetében. A jelenség egyébként a szálban, növekvő S_v értékeknél egyre inkább, ébredő torziós erők fellépésére mutat.



6. ábra

- d) Az elektrométer skálaosztás $= f(V_{szál})$ jelleggörbéje. Itt a szálkitérés skálaosztásban kifejezett változása és a kvarcszál rendszerre vitt $V_{szál}$ feszültségértékek növekedése közötti összefüggésről van szó. Az összefüggést sorbakapcsolt normálemekkel, állandó ékhelyzet mellett határoztuk meg (6. ábra). Az így módon feszültségre hitelesített műszerrel abszolút ionizációs árammérésre nyílik lehetőség (1).

3) A radon- és rádiumkoncentráció mérésénél, kiszámításánál alkalmazandó korrekciók, mértékegységek (4)

A radon bomlására ($e^{-\lambda t}$) és felhalmozódására ($1 - e^{-\lambda t}$) vonatkozó korrekció-értékek a t bomlási, ill. felhalmozódási idő különböző értékeire táblázatokból olvashatók ki. Ugyancsak kézikönyvekből vehetjük a radon víz és levegő közti eloszlási koefficiensének értékeit a vízhőmérséklet függvényében, úgyszintén radonnak az ionizációs kamrába vezetése pillanatára vonatkozó k_0 korrekció-értékeit is. Ha méréskor háttérrel nem kompenzálunk, a mérés előtt meghatározott, háttérből eredő szálssebességet a minta révén a 3. órában keletkező szálssebesség értékéből esetenként le kell vonni.

Rádium- és radonmennyiségek (és általában aktív anyagmennyiségek) mértékegységeként az 1 C-t használjuk. Megjegyezzük, hogy 1 gramm rádium kb. 1 C aktivitású. Radioaktív elemeknek valamely oldószerben

(pl. levegőben vagy vízben) levő koncentrációját aktivitásegység/oldószer térfogategység dimenzióban fejezzük ki. Rádium esetén a g/l, C/l a használatos koncentrációegységek.

Radonkoncentráció mérésekor általában az emanációkra speciálisan alkalmazott „eman” egységgel dolgozunk:

1 eman = $1,10^{-10}$ curie radon/liter víz vagy levegő.

Vizsgálataink folyamán a következő jelöléseket használjuk: Q_1 az a radonmennyiség curie-ben, amelyet a mérés kezdet ($t = 0$) pillanatában viszünk a V_k liter térfogatú ionizációs kamrába.

I_1 a Q_1 curie radonmennyiség által a V_k térfogatú ionizációs kamrában a mérés kezdetén keltett ionizációs áram, ill. az erre jellemző szálssebesség skálaosztás/percben. Mivel ezt mérni nem tudjuk, a radonbevezetés utáni 3. órában kapott, háttér nélküli áramból a k_0 korrekcióval számítjuk.

k_0 a radonnak az ionizációs kamrába való bevezetése pillanatától a termékekkel elért egyensúly idejéig bekövetkező relatív áramnövekedési tényező reciprokok értéke. Mivel a kezdetben egységnyi radonmennyiség által keltett ionizációs áram a bevezetés utáni 3. órában 2,17 szorosára növekszik, ezért a k_0 értéke erre az időre $1/2,17 = 0,46$. Táblázatból lehet kikeresni [3].

Q_1 a cirkulációs rendszer levegőfázisában levő radonmennyiség radonnak a víz- és a levegőfázis közti egyensúlya esetén curie-ben.

Q_f a folyadékfázisban levő radonmennyiség a radonnak a folyadék- és levegőfázis közti egyensúlya esetén curie-ben.

Q_0 a cirkulációs rendszer által tartalmazott összes radonmennyiség curie-ben.

α a víz adott t °C hőmérsékletén a radonnak a víz és levegő közti eloszlási hányadosa.

V_f a vízminta térfogata, ill. a cirkulációs rendszerben levő összes folyadéktérfogat literben.

V_0 a cirkulációs rendszer összlégtérfogata

$V_0 = V_k + V_p + V_m + V_{sz} + V_{cs}$, ahol

V_k az ionizációs kamra, V_p a gumipumpa, V_m a mintavevő mosópalackban levő víz feletti levegő, V_{sz} a szárító, V_{cs} az összekötő csövek összes térfogata literben.

Q'_0 hitelesítésekor a cirkulációs rendszerben található összes radonmennyiség, amelyet rádium-oldatetalonból üztünk ki és értékét pontosan ismerjük curieben, a radonnak az ionizációs kamrába vezetése pillanatában, a jól ismert $Q'_0 = Q_{Ra}(1 - e^{-\lambda t})$ egyenlet alapján.

Q'_e hitelesítéskor a cirkulációs rendszer levegőfázisában található radonmennyiség egyensúlyi esetben.

V'_0 a cirkulációs rendszer összes légtérfogata hitelesítéskor literben.

α_1 a radon eloszlási hányadosa hitelesítéskor a folyadék t_1 °C hőmérsékletén.

V'_f hitelesítéskor a rendszer össz-folyadék térfogata (etalonoldat + a rendszerbe iktatott, mintavételi vízzel azonos kémiai jellegű inaktív víz térfogata) literben.

Q''_0 koncentrációmérés esetén a cirkulációs rendszerben található összes

radonmennyiség, amelyet a vizsgálandó vízmintából hajtottunk ki és melynek értékét meg akarjuk határozni curie-ben.

Q_1'' koncentráció mérésnél a cirkulációs rendszer levegőfázisában levő radonmennyiség egyensúlyi esetben, curie-ben.

V_6'' koncentrációméréskor a cirkulációs rendszer összes légtérfogata literben.

α_2 a radon eloszlási hányadosa koncentrációmérés esetén a vízminta t_2 °C hőmérsékletére.

V_7'' a vizsgálatra vett vízminta térfogata literben.

Q_2 koncentrációmérésnél az ionizációs kamrában a méréskezdet pillanatában levő radonmennyiség curie-ben.

I_2 a Q_2 által az ionizációs kamrában a mérés kezdetén keltett ionizációs áram, ill. szásebesség skálaosztás/percben (háttér nélküli érték).

4) A műszer hitelesítése, a vízben oldott radontartalom cirkulációs módszeres mérésének elmélete

a) Az emanométer hitelesítése. Hogy a vízmintából az ionizációs kamrába vitt radon ionizáló hatása folytán keletkezett szásebességből — meghatározott mérési feltételek mellett — a vízminta radontartalmát kiszámíthassuk, az emanométert havonta hitelesíteni kell rádiumoldat-etalonnal. A hitelesítést is cirkulációs eljárással végezzük; ez abból áll, hogy az etalonból az ionizációs kamrába hajtott, ismert Q_1 radonmennyiség hatására a kamrában létrejövő I_1 ionizációs áram (szásebesség) értékét meghatározzuk.

b) Az emanométer j hitelesítési állandója. Adott feszültségérzékenység, telepfeszültségek, levegő- és víztérfogatok, vízhőmérséklet, a szásebesség egy meghatározott skálaosztás-tartományon belüli megfigyelése számára az emanométer hitelesítési állandója a radon bevitel pillanatában a radon aktivitásra vonatkozóan [3].

$$j_0 = Q_1/I_1 \text{ curie/skálaosztás/perc}$$

az egységnyi szásebességre eső, curie-ben mért radonmennyiség. A fenti feltételek szerint a radonkoncentrációra vonatkoztatott hitelesítési állandó j_0 ismeretében.

$$\begin{aligned} j^x &= j_0/V_k \text{ curie/liter/skálaosztás/perc} = \\ &= 10^{10} \cdot j_0/V_k \text{ eman/skálaosztás/perc.} \end{aligned}$$

A radonbevitel utáni, 3. órában vett hitelesítési állandó értéke a fentiek 0,46-szorosa, ha a radon ezalatt történt bomlásától eltekintünk. Nyilvánvaló, hogy mennél kisebb j_0 értéke, annál érzékenyebb az emanométer. A hitelesítési állandó értéke függ az elektrométer S_v feszültségérzékenységétől, mégpedig azzal fordított arányban az $U = f(S_v)$ függvény lineáris tartományán belül.

- c) A módszer elmélete. Cirkulációs rendszerünkben folyadék- (víz-) fázis és hozzá tartozó gáz- (levegő-) fázis van „összezárva”. A mintavevő mosópalackban levő radontartalmú víz radont tart vissza, mivel a levegő cirkuláltatás alatt radontartalmú levegő buborékol át rajta. A 15 perces cirkuláltatással a víz és az összes levegőtérfogat között a radon egyensúlyi állapotát hozzuk létre, és így az eredetileg a mintavevő mosópalackban levő Q_0 összes radonmennyiség, azaz most már a gáz- és a folyadékfázisban levő radonmennyiség összege, a következőképpen számítható ki:

$$Q_0 = Q_l + Q_f = Q_l + \alpha Q_l \cdot V_f/V_0 \text{ curie.}$$

Hitelesítéskor:

$$Q'_0 = Q'_l \cdot \frac{V'_0 + \alpha_1 \cdot V'_f}{V'_0} \text{ curie}$$

Hasonlóképpen koncentrációméréskor:

$$Q''_0 = Q''_l \cdot \frac{V''_0 + \alpha_2 \cdot V''_f}{V''_0} \text{ curie.}$$

Az egyenletes radon-eloszlítás után felírható:

$$\frac{Q'_0}{V'_0 + \alpha_1 V'_f} = \frac{Q'_l}{V'_0} = \frac{Q_l}{V_k} = \text{konst.}$$

Ebből hitelesítésnél:

$$Q_l = \frac{Q'_0}{V'_0 + \alpha_1 V'_f} \cdot V_k \text{ curie.}$$

Hasonló megfontolások révén koncentrációméréskor:

$$Q_2 = \frac{Q''_0}{V''_0 + \alpha_2 V''_k} \cdot V_k \text{ curie.}$$

Mivel az ionizációs kamrában létrejövő ionizációs áramok értékei egyenesen arányosak az őket létrehozó, ionizációs kamrába jutott radonmennyiségekkel, azonos mérési feltételek mellett:

$$Q_1 : Q_2 = I_1 : I_2.$$

Megfelelő helyettesítések és egyszerűsítések után a vízminta által tartalmazott összes radonmennyiség, a radonnak az ionizációs kamrába vezetése pillanatában lesz:

$$Q''_0 = Q_0 \cdot \frac{I_2}{I_1} \cdot \frac{V''_0 + \alpha_2 V''_f}{V'_0 + \alpha_1 V'_f} \text{ curie.}$$

A j_0 hitelesítési állandó értékének figyelembevételével, behelyettesítés és egyszerűsítések után a vízminta által tartalmazott

radonmennyiség értéke a radonnak az ionizációs kamrába vezetése pillanatában:

$$Q_0'' = j_0 \cdot I_2 \cdot \frac{V_0'' + \alpha_2 V_f''}{V_k} \text{ curie.}$$

Fontos, hogy a hitelesítésnél és koncentrációmérésnél felhasznált víz kémiai összetétele, ásványosodási foka, szervesanyag-tartalma azonos legyen.

5. *A radon- és rádiumkoncentráció meghatározása. Vizmintavételnél betartandó szabályokra utalást találunk a [8]-ban.*

A Q_0'' ismeretében a V_f'' liter térfogatú vízmintára vonatkozó radonkoncentráció értéke az ionizációs kamrába vitel pillanatában:

$$C_{Rn} = \frac{Q_0''}{V_f''} \frac{\text{curie}}{\text{liter}}.$$

A vízmintavétel és cirkuláltatás kezdete közötti időkülönbség t' (nap, óra, perc) és a t' -nek megfelelő, a radon időbeli bomlására vonatkoztatott faktor ismert (4), a vízminta radontartalma a mintavétel pillanatában:

$$C_0 = \frac{C_{Rn_0}}{e^{-\lambda t'}} \cdot 10^{10} \text{ (eman).}$$

Fontos, hogy a t' idő értéke minél kisebb legyen, mert ha a vízminta a radon mellett rádiumot is tartalmaz, a mérési adatok alapján számított radonkoncentráció nagyobb lesz a valóságosnál. Rádiumtartalom mérésénél pedig, ha a mintavető mosópalack előzetes kiszellőztetése utáni lezárása és az ionizációs áram mérésénél végrehajtott cirkuláltatás kezdetének időpontjai közötti időkülönbség t'' (nap, óra, perc) és ha ismeretes a t'' -nek megfelelő felhalmozódási faktor, akkor a vízminta által tartalmazott rádiummennyiség:

$$Q_{Ra} = \frac{Q_0''}{(1 - e^{-\lambda t''})} \text{ curie}$$

A V_f'' térfogatú vízpróbára vonatkozó rádiumkoncentráció:

$$C_{Ra} = \frac{Q_{Ra}}{V_f''} \frac{\text{curie}}{\text{liter}}.$$

C) A módszer érzékenysége

Az elektrométerünk $S_v = 55$ skálaosztás/volt feszültségérzékenysége mellett az emanométer hitelesítési állandója a radon kamrába vezetése pillanatára, a koncentrációra vonatkozóan:

$$j_0^x \cong 0,1 \text{ eman/skálaosztás/perc,}$$

az aktivitásra vonatkozó hitelesítési állandó értéke pedig a radon bevezetése pillanatára:

$$j_0 \cong 5,10^{-12} \text{ curie/skálaosztás/perc.}$$

Ugyanezek az értékek a radonnak a kamrába zárása utáni 3. órára vonatkozóan: $\sim 0,05$ eman/skálaosztás/perc és $\sim 3,10^{-12}$ curie/skálaosztás/perc. (A „ \sim ” jelek a műszertípuson belüli különböző műszereknél kapott eltéréseket érzékeltetik.) Figyelembe véve az ionizációs kamrára vonatkozó telítési áram-korrektciót ($b = 0,1$), valamint a Duane-Laborde [9] korrekciót a radon és termékei egyensúlyánál (ennek értéke a kamra méreteire 1,68) és hogy az elektrométerrel még mérhető legkisebb áram értéke $I_{\min} \cong 1,10^{-15}$ A, a telítési áram, melyet a műszerrel mérni lehet:

$$I_{\text{tel}} \cong I_{\min} (1 + b) \cdot 1,68 \cong 1,85 \cdot I_{\min}.$$

Igy a legkisebb mérhető radonkoncentráció értéke:

$$(C_{\text{Rn}})_{\min}' \cong \frac{1,85 \cdot I_{\min}}{a \cdot V_k} \frac{\text{curie}}{\text{liter}}, \text{ ahol}$$

a az 1 curie, bomlástermékeivel egyensúlyban levő radonmennyiség által, α -sugara ionizációs hatása teljes felhasználása esetén létesített ionizációs áram. Értéke kb. $2 \cdot 10^{-3}$ A. $V_k = 0,5$ l. Behelyettesítések után

$$(C_{\text{Rn}})_{\min}' \cong 1,85 \cdot 10^{-12} \text{ curie/liter.}$$

Az elektrométerek közötti különbség, a háttéringadozások, feszültség-változások, beállítási pontatlanságok hatásait is figyelembevéve, praktikusán:

$$(C_{\text{Rn}})_{\min} = 3 \cdot 10^{-12} \text{ curie radon/liter.}$$

Ugyanehhez az adathoz jutunk akkor is, ha kiindulunk a fenti emanométer esetén nehézség nélkül tartható $0,5$ skálaosztás/perc háttér-szálssebesség értékéből és ez érték 40% -át vesszük a maximálisan lehetséges háttéringadozás és egyúttal a műszerrel mérhető legkisebb szálssebesség értékének is.

D) Az analízis hibái

- A műszer hitelesítésénél elkövetett relatív középhiba a hitelesítési állandó értékére vonatkozóan $\pm 4\%$.
- A koncentrációméréskor elkövetett relatív középhiba értéke a hitelesítés hibáit is figyelembe véve, laboratóriumban $\pm 6\%$, terepmérések esetén $\pm 10\%$, a mért koncentrációra vonatkozóan.
- A radioaktív bomláshól eredő relatív statisztikai hiba $Q_{\min} = 1,5 \cdot 10^{-12}$ curie, rövidéletű termékeivel radioaktív egyensúlyi állapotban levő radonmennyiség esetén, 15 perces észlelési idő mellett $\pm 10\%$.
- Ismétlési pontosság: $3 \cdot 10^{-12}$ curie/liter értékű rádiumkoncentrációk laboratóriumi vizsgálatánál (vagy $1,5 \cdot 10^{-12}$ curie aktivitás mérésénél) a mérést azonos feltételek mellett megismételve, a két adat eltérése nem haladta meg a $\pm 10\%$ -ot.

I R O D A L O M

[1] *Neszmeejanov – Baranov és mások*: Prakticeszkoje rukovodstvo po radiohimii (Goszhimizdat, Moszkva, 1956) 75. 121. 202. oldal.

[2] *Bresler*: Die Radioaktiven Elemente (VEB Verlag Technik Berlin 1957) 163–165. oldal.

[3] *Grammakov és mások*: Radiometriceszkie metodi poiskov i razvedki uranovih rud (Goszgeotekhizdat, Moszkva, 1957) 253–255. és 438–443. oldal.

[4] Szpravocsnyik po radiometrii (Goszgeotekhizdat, Moszkva, 1957) 62–67., 74–78. oldal.

[5] *Baranov*: Radiometrija (Akad. Nauk. SZSZSZR, Moszkva, 1956, II. kiadás) 171–172., 186–187., 257–258. oldal.

[6] *Curtiss – Davis*: A counting method for the determination of small amounts of radium and radon (Part of Journal of Research of the National Bureau of Standards, vol. 31, sept. 1934.) 181–195. oldal.

[7] *Cercek*: A radon meghatározása meleg forrásokban. (I. Stefan Intézet, Közlemények, III. kötet, Ljubljana, 1956. okt.)

[8] *Tokarjev – Scserbakov*: Radiohidrogeologija (Goszgeotekhizdat, Moszkva, 1955.) 147–148. és 214. oldal.

[9] *W. Duane – A. Laborde*: C. R., 150, 1421. 1910.

[10] Szpravocsnyik po dozimetrieszkim, radiometriceszkim ... priboram (Izd. glavn. upr. iszp. atomnoj energii. Moszkva, 1959.) 75. oldal.

[11] *H. Israel*: Geol. Beitr. 51, 35 (1937).

Köszönetemet fejezem ki Csókás János egyetemi tanárnak és Tatár János tudományos munkatárnak a dolgozat átolvasása nyomán tett értékes megjegyzéseikért, valamint Péter József technikusnak a mérési munkában való segítségéért.

TARTALOM

<i>Bisztricsány Ede és Kiss Zoltán: Kéreg átlagvastagságának számítása euráziai útra a Love-hullám diszperziós görbéje alapján</i>	147
<i>Facsinay László és Mészáros Mihály: A perkupai gipsz-anhidrit terület geofizikai újraértékelése</i>	151
<i>Gálfi János és Pálos Miklós: Refrakciós kéregkutató szelvény a Magyar Medencében</i>	177
<i>Gálfi János és Stegena Lajos: Mélységi reflexiók és a földkéreg szerkezete a Magyar Medencében</i>	189
<i>Kilczer Gyula: A rétegvastagság és mélység meghatározásának a kisebbeségű réteg elhanyagolásából eredő hibája szeizmikus refrakciós mérésnél</i>	197
<i>Kilczer Gyula és Elek Ilona: Dombos terepen végzett szeizmikus refrakciós mérések javítása</i>	201
<i>Lánczos Pál: A földmágneses tér hatórás periódusú változásáról</i>	209
<i>Lányi János: A Magyar Kisalföld mélyszerkezete a geofizikai mérések alapján</i>	219
<i>Szalai Tibor: Pracalpi építőelemek szerkezete a K-i Alpok és a Ny-i Alpok között</i>	241
<i>Szénás György: A szeizmikus módszer kifejlődésének és alkalmazásának egyes kérdései</i>	255
<i>Tóth Árpád: Vizben oldott rádium- és radontartalom meghatározása torziós szálas elektrométerű emanó méterrel</i>	279

CONTENTS

<i>E. Bisztricsány and Z. Kiss: Computation of the mean thickness of the crust on a eurasian wave path, on the basis of the dispersion curve of the Love-waves</i>	147
<i>L. Facsinay and M. Mészáros: Geophysical revaluation of the gypsum-anhydrite of Perkupa</i>	151
<i>J. Gálfi and M. Pálos: Refraction profile for earthcrust-research in the Hungarian Basin</i>	177
<i>J. Gálfi and L. Stegena: Deep reflections and the structure of the earth's crust in the Hungarian Plain</i>	189
<i>J. Kilczer: Der bei Bestimmung der Schichtendicke und Tiefe aus Vernachlässigung der verwitterten Zone stammende Fehler der refraktionsseismischen Messungen</i>	197
<i>J. Kilczer and I. Elek: Correction der in Hügelgelände ausgeführten refraktionsseismischen Messungen</i>	201
<i>P. Lánczos: Die sechsstündigen periodischen Änderungen des Erdmagnetfeldes</i>	209
<i>J. Lányi: Die Tiefenstruktur der kleinen Ungarischen Tiefebene, auf Grund geophysikalischen Messungen</i>	219
<i>T. Szalai: Struktur der Präalpinen Bauelemente zwischen den Ostalpen und Westkarpaten</i>	242
<i>G. Szénás: Einige Fragen der Entwicklung und der Anwendung der seismischen Methode</i>	255
<i>Á. Tóth: Bestimmung der in Wasser gelösten Radium- und Radongehaltes mit einem Emanometer nach dem Prinzip eines Torsionselektrometers</i>	279

Geofizikai Közlemények VIII. kötet, 1959.

TARTALOM

<i>Barla György</i> : A Föld mágneses sarkainak és középpontjainak időbeli változásáról	3
<i>Bélteki Lajos</i> : A lyukszelvényezés gyakorlati alkalmazása a hazai vízfeltáró fúrásoknál	19
<i>Schestyén Károly és Sajti László</i> : A vízkutató fúrások mélyfúrási geofizikai vizsgálata	33
<i>Bod Magdolna és Bárdossy György</i> : Új módszer az üledékes kőzetek redox viszonyainak meghatározására	53
<i>Pécsi Márton</i> : A negyedkori tektonikus mozgások mértéke a Dunavölgy magyarországi szakaszán	73
<i>Posgay Károly</i> : Szeizmikus kísérleti terület kijelölése	85
<i>Szilárd József</i> : Az országos gravitációs alaphálózat néhány különleges problémája	98
<i>Renner János</i> : A magyar országos gravitációs alaphálózat végleges feldolgozása	106
<i>Bisztricsány Ede és Kiss Zoltán</i> : Kéreg átlagvastagságának számítása euráziai útra a Love-hullám diszperziós görbéje alapján	147
<i>Facsinay László és Mészáros Mihály</i> : A perkupai gipsz-anhidrit terület geofizikai újraértékelése	151
<i>Gálfi János és Pálos Miklós</i> : Refrakciós kéregkutató szelvény a Magyar Medencében	177
<i>Gálfi János és Stegena Lajos</i> : Mélységi reflexiók és a földkéreg szerkezete a Magyar Medencében	189
<i>Kilczer Gyula</i> : A rétegvastagság és mélység meghatározásának a kissebességű réteg elhanyagolásából eredő hibája szeizmikus refrakciós mérésnél	197
<i>Kilczer Gyula és Elek Ilona</i> : Dombos terepen végzett szeizmikus refrakciós mérések javítása	201
<i>Lánczos Pál</i> : A földmágneses tér hatórás periódusú változásáról	209
<i>Lányi János</i> : A Magyar Kisalföld mélyszerkezete a geofizikai mérések alapján	219
<i>Szalai Tibor</i> : Praealpi építőelemek szerkezete a K-i Alpok és a Ny-i Alpok között	241
<i>Szénás György</i> : A szeizmikus módszer kifejlődésének és alkalmazásának egyes kérdései	255
<i>Tóth Árpád</i> : Vízben oldott rádium- és radontartalom meghatározása torziós szálas elektrométerű emanométerrel	279

CONTENTS

<i>G. Barta</i> : Zur säkulären Wanderung der magnetischen Pole und des Mittelpunktes der Erde	3
<i>L. Béltéky</i> : Praktische Anwendung der Bohrlochkarottage bei den ungarischen wasserschliessenden Bohrungen	19
<i>K. Sebestyén und L. Sajti</i> : Geophysikalische Untersuchung wasserschliessenden Bohrungen mittels Bohrlochkarottage	33
<i>M. Bod and G. Bárdossy</i> : A new method for the determination of the redox-potential of sedimentary rocks	53
<i>M. Pécsi</i> : Ausmasse quartärer tektonischer Bewegungen in ungarischen Abschnitt des Donautales	73
<i>K. Posgay</i> : The location of a seismic experimental area	85
<i>J. Szilárd</i> : Some problems of the national gravitational base network ...	97
<i>J. Renner</i> : Final Elaboration of the measurements of the national hungarian network of gravity base	105
<i>E. Bisztricsány and Z. Kiss</i> : Computation of the mean thickness of the crust on a eurasian wave, path on the basis of the dispersion curve of the Love-waves	147
<i>L. Facsinay and M. Mészáros</i> : Geophysical revaluation of the gypsum-anhydrite area of Perkupa	151
<i>J. Gálfi and M. Pálos</i> : Refraction profile for earthcrust-research in the Hungarian Basin	177
<i>J. Gálfi and L. Stegena</i> : Deep reflections and the structure of the earth's crust in the Hunarian Plain	189
<i>J. Kilczer</i> : Der bei Bestimmung der Schichtendicke und Tiefe aus Vernachlässigung der verwitterten Zone stammende Fehler der refraktionsseismischen Messungen	197
<i>J. Kilczer und I. Elek</i> : Korrektur der in Hügelgelände ausgeführten refraktionsseismischen Messungen	201
<i>P. Lánosz</i> : Die sechstündigen periodischen Änderungen des Erdmagnetfeldes	209
<i>J. Lággyi</i> : Die Tiefenstruktur der kleinen Ungarischen Tiefebene, auf Grund geophysikalischen Messungen	219
<i>T. Szalai</i> : Struktur der Präalpinen Bauelemente zwischen den Ostalpen und Westkarpaten	242
<i>G. Szénás</i> : Einige Fragen der Entwicklung und der Anwendung der seismischen Methode	255
<i>Á. Tóth</i> : Bestimmung des in Wasser gelösten Radium und Radongehaltes mit einem Emanometer nach dem Prinzip eines Torsionselektrometers	279

MELLÉKLETEK JEGYZÉKE

Facsinay – Mészáros: A perkupai gipsz-anhidrit-terület geofizikai újraértékelése c. cikkhez:

1. mell. Perkupa környékének átnézeles földtani és földmágneses vertikális intenzitás térképe
2. mell. Perkupa környékének átnézetes földtani és gravitációs térképe (Eötvös-ínga mérések alapján)
3. mell. A perkupai gipsz-anhidrit kutatási terület földmágnességi vertikális intenzitásának izoanomál vonalas térképvázlata. Haáz István Béla 1949–5-es mérései és izoanomál térképe alapján szerkesztette Mészáros Mihály és Facsinay László
Jelmagyarázat: 1 izoanomálvonalak 100 gammás közökkel; 2 fúrás; 3 akna; 4 szerpentintelep; 5 telepek közé ékelt diabázgabbro tömzs; 6 telepek alatti mélyfékű szerkesztett kibúvási vonala; 7 a hegység morfológiai határa; 8 szelvényvonal
4. mell. A perkupai gipsz-anhidrit kutatási terület izogamma és gradiens térképvázlata Eötvös-ínga mérések alapján
Návay György izogamma-térképe alapján szerkesztette Mészáros Mihály és Facsinay László
Jelmagyarázat: 1 izogammák, az izogammák értékköze 0,25 mgal; 2 gradiens; 3 maximumtengely; 4 minimumtengely; 5 fúrás; 6 akna; 7 gipsz-anhidrit telep; 8 serpentin; 9 telepek közé ékelt diabáz-gabbro tömzs; 10, 11, 12, mint a 3. mellékleten 6, 7, 8
5. mell. A perkupai gipsz-anhidrit kutatási terület W_{zzz} izoanomálvonalas térképvázlata. A W_{zzz} -értékeket Olczak – Haalek módszere szerint számította és az izoanomál-vonalakat szerkesztett Zilahy – Sebess László
A térképet összeállította Mészáros Mihály és Facsinay László
Jelmagyarázat: 1 W_{zzz} izoanomálvonalak, értékközük 10^{-12} CGS; 2 maximum; 3 minimum; 4 fúrás; 5 akna; 6 gipsz-anhidrit telep; 7 szerpentintelep; 8 telepek közé ékelt diabáz-gabbro tömzs; 9, 10, 11, mint a 3 mellékleten 6, 7, 8
6. mell. A perkupai gipsz-anhidrit kutatási terület izoohm térképvázlata hosszanti szelvények alapján
Dankházi Gyula és Szabadváry László térképe alapján szerkesztette Mészáros Mihály és Facsinay László
Jelmagyarázat: 1 izoohm-vonal, az izoohmok értékköze 10 ohm; 2 maximumtengely; 3 minimumtengely; 4 fedőrétegvastagsági vonal 5 m-enként; 5 fúrás; 6 akna; 7 a hegység morfológiai határa
7. mell. A perkupai gipsz-anhidrit kutatási terület izoohm térképvázlata, kereszt-szelvények alapján
Dankházi Gyula és Sajti László mérései és térképe alapján szerkesztette Mészáros Mihály és Facsinay László
Jelmagyarázat: 1 izoohm-vonal, az izoohmok értékköze 10 ohm; 2 maximumtengely; 3 minimumtengely; 4 fúrás; 5 akna; 6 gipsz-anhidrit telep; 8 telepek közé ékelt diabáz-gabbro tömzs; 9, 10, 11 mint a 3. mellékleten 6, 7, 8

8. mell. Szalai Tibor: Struktur der Präalpinen Bauelemente zwischen den Ostalpen und Westkarpaten c. cikkhez.

Baja: B; Babócsa: Ba; Balassagyarmat: Bgy; Balatonfüred: Bf; Balatonhidvég: Bh; Budafa: Bud; Budakeszi: Bu; Budapest: Bp; Buzsák: Bzs; Cili: C; Dobsina: D; Dunaremete: Du; Ederics: E; Egyházasküzes: Egy; Érd: Ér; Felsőregmec: F; Graz: G; Győr: Gy; Hahót: H; Jászberény: J; Kádárta: K; Kaposvár: Ka; Karád: Kr; Kassa: Ks; Keresztély: Ksz; Kőszeg: Kő; Kövesd: Kv; Losonc: L; Mihályi: Mi. 1–5; Miskolc: M; Moha: Mo; Mohács: Mh; Oltárc: O; Parád: P; Pécs: Pes; Perkupa: Pe; Pinnye: Pi; Rudabánya: Ru; Sámfalva: S; Solymár: So; Sopron: Sp; Szabadbattyán (Szárhegy): Sz; Székesfehérvár: Szé; Szekszárd: Szk; Szigetvár: Szg; Szilvagy: Szi; Szombathely: Szo; Tárnok: T; Tokaj: To; Újfalú: Úf; Újudvar: Új; Uppony: Up; Vaskeresztes: V; Vát: Vá; Wien: W.

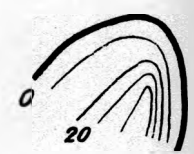
1: Terrestrisches Perm; 2: Marines Perm; 3: Oberes Karbon teilweise unter der Oberfläche; 4: Visé; 5: Devon; G: Granit und Quarzporphyr; 7: Phyllit, Diabas; 8: Gneis und Glimmerschiefer; 9: Paleogen Andesite; 10: Helium Spuren; 11: Strukturen.

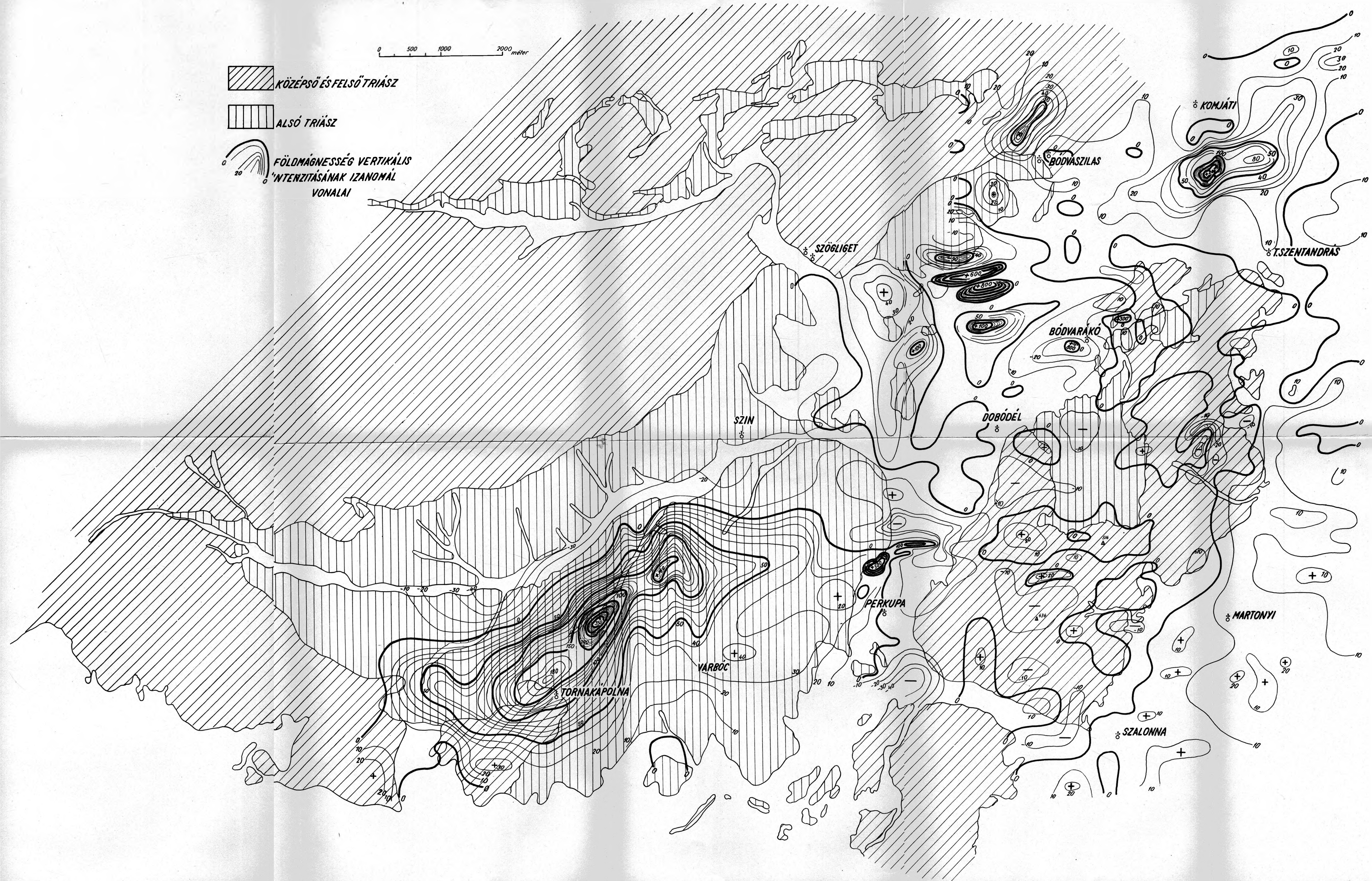
Auf den Phyllit von Kádárta hat Dr. F. Darányi meine Aufmerksamkeit gelenkt.

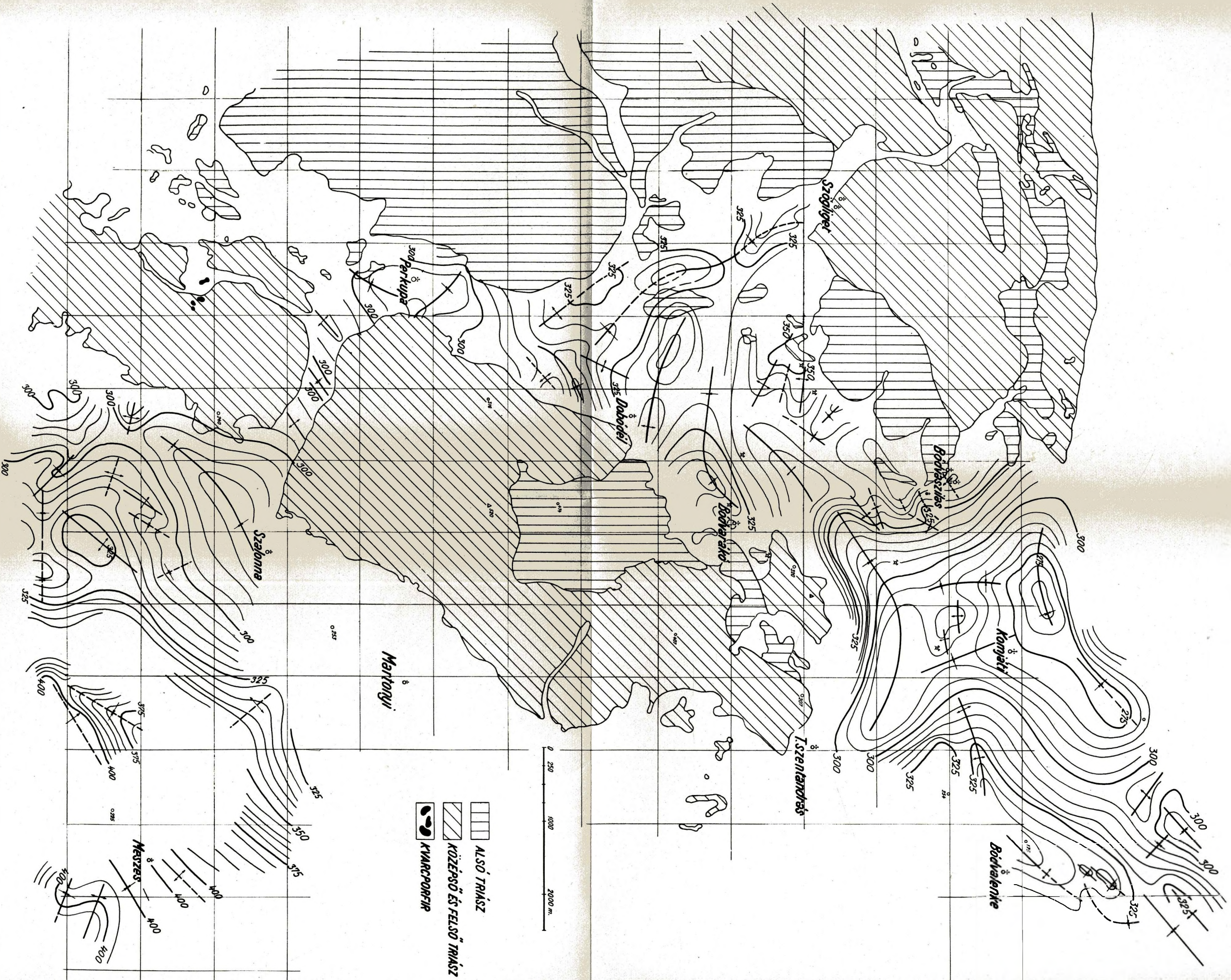
0 500 1000 2000 méter

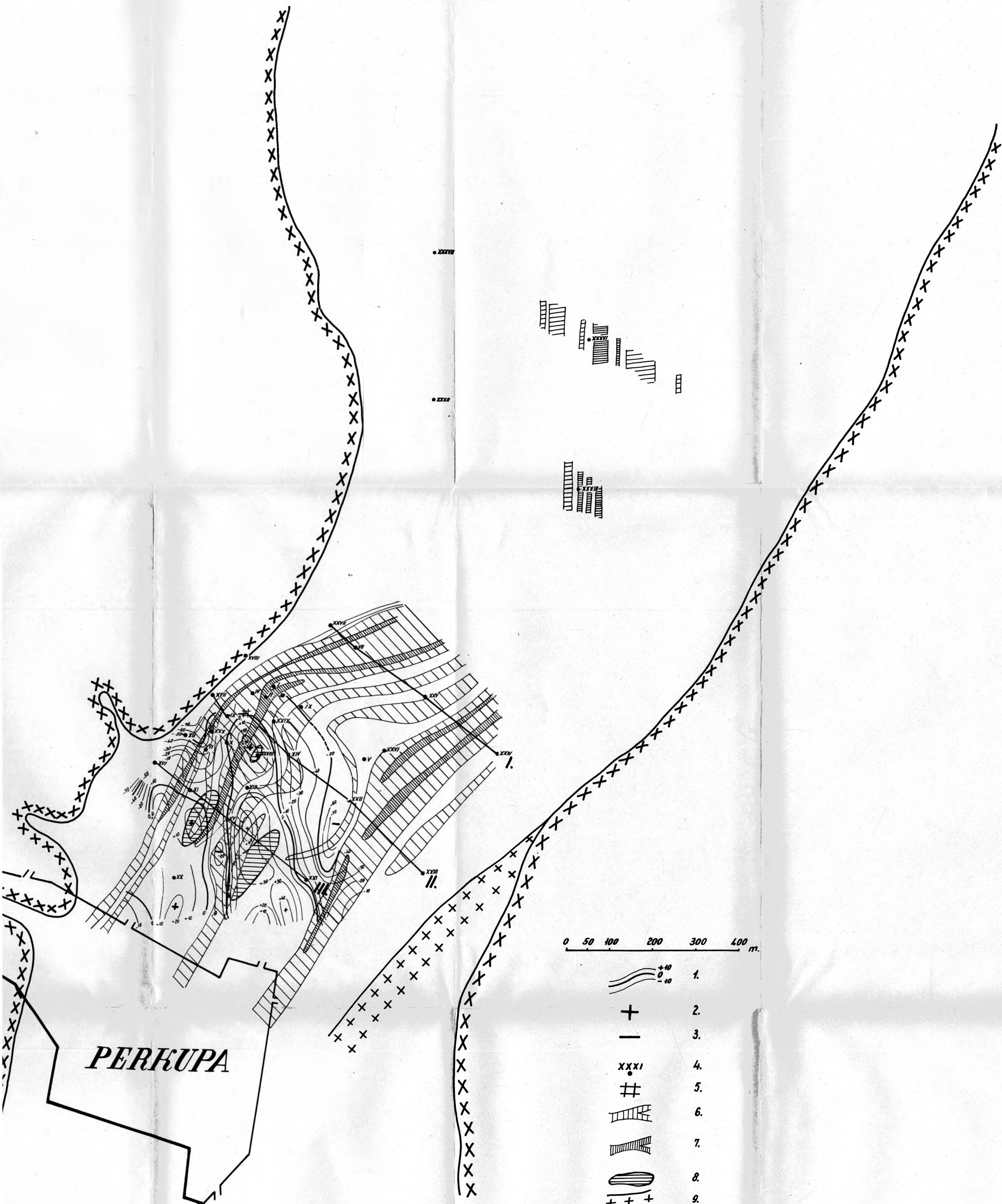
 KÖZÉPSŐ ÉS FELSŐ TRIÁSZ

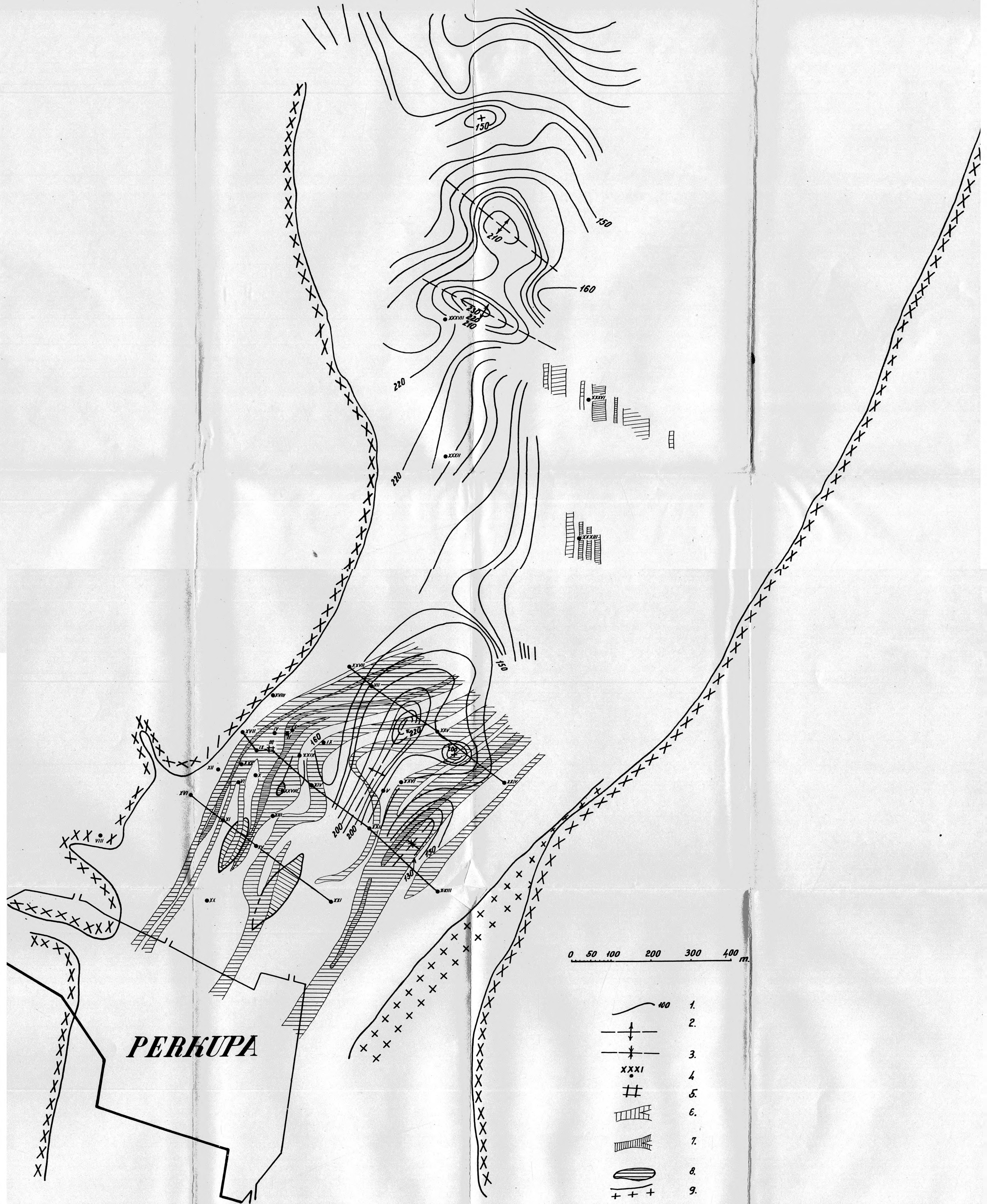
 ALSÓ TRIÁSZ

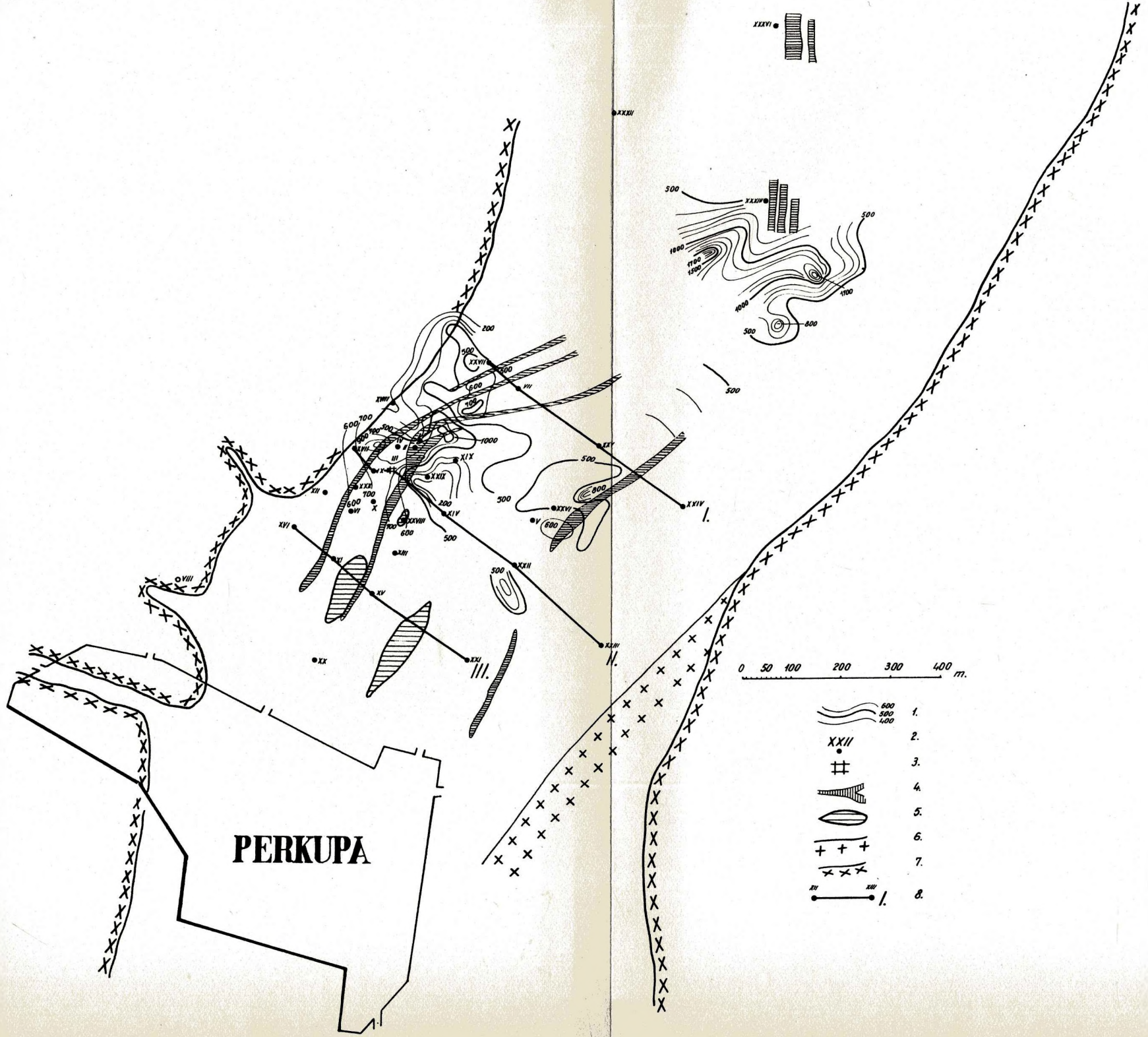
 FÖLDMÁGNESÉG VERTIKÁLIS
INTENZITÁSÁNAK IZONOMÁL
VONALAI

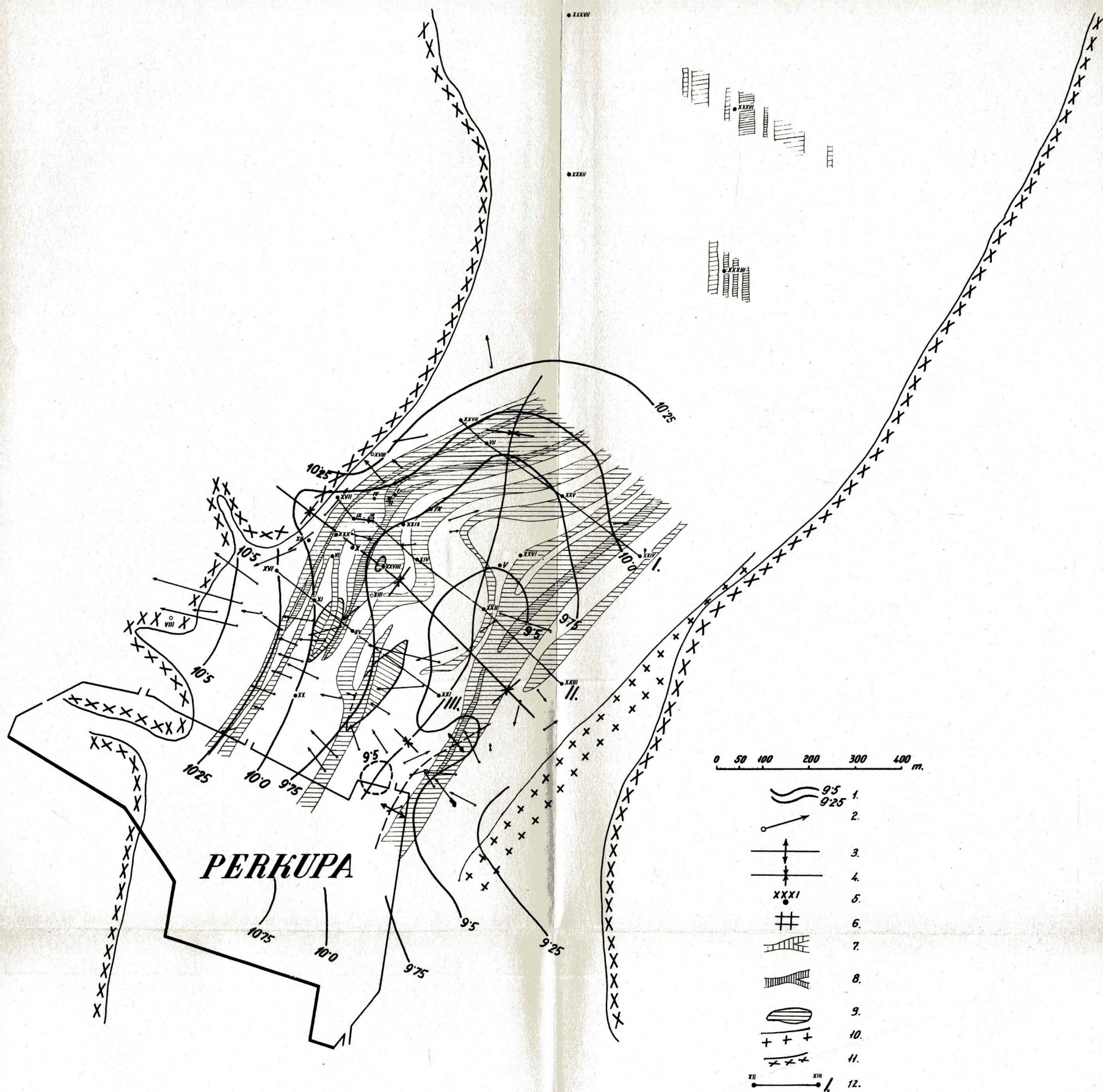


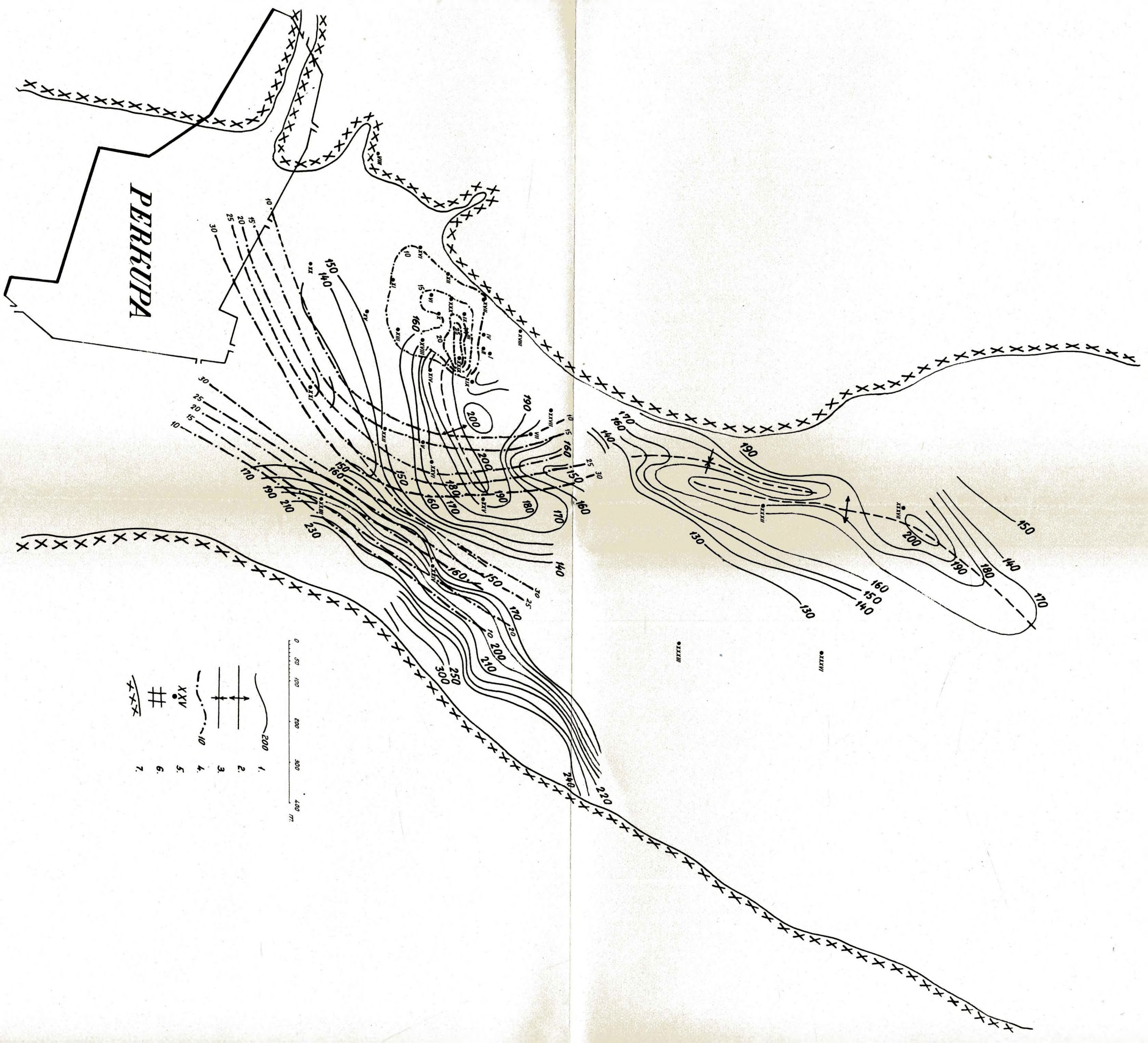












T. SZALA/ 1959

STRUKTUR DER PRÄALPINEN
BAVELEMENTE ZWISCHEN DEN
OSTALPEN UND WESTKARPATEN

